Проф. д-р В. И. ЛУЧИЦКИЙ
действительный член Украинской Академии Наук

СОКРАЩЕННЫЙ КУРС ПЕТРОГРАФИИ

Утвержден ВКВШ в качестве учебного пособия для ВУЗ'ов

УГЛЕТЕХИЗДАТ
Москва 1948 Ленинград

АННОТАЦИЯ

Сокращенный курс петрографии охватывает все основные вопросы в области горных пород. В книге рассматриваются методы петрографического исследования, породообразующие минералы и дается характеристика горных пород в определенной последовательности — породы магматические, осадочные и метаморфические. Затронуты также вопросы петрогенезиса и связи полезных ископаемых с различными типами горных пород.

Курс имеет целью дать знания в области петрографии в пределах кратких курсов этой науки, читаемых в наших втузах и университетах.

Отв. редактор Б. М. Куплетский и С. Д. Четвериков Техред Г. Г. Андреев

Сдано в производство 28/VIII/-46 г. Подписано к печати 25/XII-47 г.
Печ. лист. 20,5 + 1 вкл. Учетн.-изд. 31,9 л. Знак. в печ. л. 62 310
Формат бум. 70×108 1/16 Изд. № 70 М010051
Тираж 5000 экз. Цена 14 р. 50 к. + переплет 2 р. Зак. 3892

Набрано в 4-й тип. им. Евг. Соколовой, треста Полиграфкнига ОГИЗа.
Напечатано в тип. № 3 Углетехиздата, Ленинград, Кирочная ул. 54.

ВВЕДЕНИЕ

Сокращенный курс петрографии имеет целью дать учащимся возможность ознакомиться с основными методами изучения горных пород, с главнейшими минералами, входящими в их состав, с самими горными породами и их разнообразием, с вопросами их генезиса, а также со взаимоотношениями между ними и связанными с ними полезными ископаемыми.

Для прохождения данного курса необходимо хорошее знание определенных научных дисциплин, особенно физики с ее отделами механики и оптики (учение об отражении и преломлении света, о поляризации и двупреломлении, о явлениях интерференции света). Не менее хорошо должна быть усвоена неорганическая химия.

Из специальных курсов необходимо *четкое* знание кристаллографии (морфологии кристаллов, обозначения простейших форм их при помощи индексов, законов их образования и строения). Из курса общей и описательной минералогии необходимо хорошее знание основных законов генезиса минералов, а также сведения о минералах, входящих в состав горных пород; особенно хорошо должны быть усвоены *силикаты*, среди них в первую очередь: оливины, пироксены, амфиболы, слюды, полевые шпаты.

Сокращенный курс петрографии разделяется на следующие части:

I. Методы петрографических исследований горных пород.

II. Главнейшие породообразующие минералы.

III. Горные породы: 1) магматические, 2) осадочные и 3) метаморфические.

Основы учения о связи между горными породами и полезными ископаемыми рассматриваются при описании соответствующих горных пород.

Петрография, наука о горных породах, является основой ряда других научных дисциплин, в первую очередь геологии и учения о полезных ископаемых. Но в то же время сама пользуется основными данными и выводами этих наук. Со стратиграфией петрография тесно связана вопросами возрастных отношений горных пород; петрография в части осадочных пород дает обоснования для установления в ряде случаев возрастных отношений отдельных свит. Месторождения полезных ископаемых геологически тесно связаны с вмещающими их горными породами. Нередко горные породы сами по себе являются полезными ископаемыми. Поэтому без изучения геологических процессов, приводящих к образованию горных пород, нельзя правильно выявить закономерность образования месторождений полезных ископаемых, а следовательно нельзя правильно ставить их поиски и разведку.

В своих выводах в области дифференциации магмы и ее компонентов, в частности в области металлогенеза, петрография тесно связана с физико-химией.

Учение о полезных ископаемых применяет методологию петрографических исследований, особенно при разрешении вопросов генезиса магматических месторождений. В то же время сама петрография тесно связана с учением о полезных ископаемых, в котором подробно рассматриваются вопросы их добычи, переработки и использования в связи с требованиями современной промышленности.

Особенно усилилось развитие петрографии после того, как Иностранцев впервые применил в 1869 г. микроскоп к изучению тонких шлифов горных пород, а Чермак (1869), Циркель (1863), Роденбуш (1873) и ряд других петрографов начали развивать методы петрографических исследований при помощи поляризационного микроскопа.

Крупнейшие петрографы второй половины XIX столетия, в России А. А. Иностранцев, А. Е. Лагорио, Е. С. Федоров, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. П. Карпинский и ряд других и заграницей — Розенбуш, Циркель, Мишель-Леви работали как геологи и петрографы, обращая особое внимание на обработку каменного материала петрографическими методами. Одновременно отдельные петрографы придавали большое значение также и химизму горных пород; в особенности Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Морозевич.

В XX столетии среди петрографов одновременно развивается как исследование горных пород в поле, так и обработка материала петрографическими методами, в особенности с помощью микроскопа, и изучение химизма их в тесной связи с исследованием полезных ископаемых. Эти исследования проводились, как указанными выше петрографами в конце XIX столетия, так и более молодыми, большей частью прошедшими школу создателей современной петрографии. Много дали для развития петрографии такие геологи-петрографы в СССР как А. Н. Заварицкий, П. П. Пятницкий, В. Е. Тарасенко, Д. С. Белянкин, П. И. Лебедев, В. Н. Лодочников, Б. М. Куплетский, А. К. Мейстер, В. А. Обручев, А. А. Полканов, В. И. Лучицкий, В. В. Аршинов, Л. Н. Чирвинский, Е. А. Кузнецов, С. С. Смирнов, В. С. Соболев, Ю. А. Билибин и другие; заграницей — Лакруа, Ринне, Вейншенк, Дельтер, Ниггли, Харкер, Холмс, Тиррель, Баклунд, Вангелл, Дэли и Иддингс.

Наряду с чисто геолого-петрографическим изучением горных пород производились крупные экспериментальные исследования процессов образования минералов, входящих в состав торных пород и породообразования; в этом отношении особенно много сделали в России И. А. Морозевич, Е. А. Лагорио, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. С. Гинзберг, Д. П. Григорьев и др., а заграницей Боуэн и Феннер.

Неоценим вклад русской и советской науки в различные отрасли петрографии и петрологии.

Начиная с первых работ по микроскопии Иностранцева, Карпинского, Мушкетова и др. отечественная петрографическая школа развивалась и обогатила мировую науку рядом открытий.

Достаточно упомянуть открытие и разработку универсального (Федоровского) метода исследования полевых шпатов и других минералов гениальным Е. С. Федоровым. Этот метод получил свое дальнейшее развитие в руках В. В. Никитина.

Широко известны петрографические и петрохимические исследования акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и его школы.

Акад. А. И. Заварицким даны классические исследования петрографии Урала и других районов СССР, а также разработана наиболее

совершенная система пересчетов и графического изображения химических анализов горных пород.

Большое значение имело применение петрографами физико-химических методов исследования к технологическим процессам П. А. Земятченского, Д. С. Белянкина и их учеников.

В результате исследовательских работ геологов-петрографов и петрографов-экспериментаторов были получены большие достижения в области изучения как состава и структуры горных пород, так и процессов их генезиса.

В области изучения состава, строения и происхождения осадочных пород также можно различить несколько этапов.

С XVIII столетия по 1863 г. изучались почти исключительно современные осадки.

В 1863 г. появляется труд Циркеля, положивший начало микроскопическому изучению осадочных пород вообще.

Крупнейшее значение в изучении осадочных пород имело применение для разделения минералов тяжелых жидкостей.

Дальнейший этап в истории развития осадочной петрографии связан с началом детального изучения минералов этих пород с точки зрения их генезиса и источника их. Особенно же большое значение в этом отношении имели классические труды Я. Самойлова, французского петрографа Кайе и др., которые легли в основу развития современной осадочной петрографии.

Одни исследователи осадочных пород (литологи), наряду с изучением состава горных пород особенное внимание обращали на их стратиграфическое положение; вопросы генезиса этих пород разрешались ими главным образом методами геологическими. Применение же микроскопического метода исследования играло подчиненную роль. Это направление в изучении осадочных пород можно назвать литологическим.

Другое направление — петрографическое — основано на применении методов микроскопического (оптического) анализа; в последнее время к ним прибавились методы термический и рентгенологический. Вопросы генезиса осадочных пород разрешаются петрографами в первую очередь путем изучения их вещественного состава; естественно не оставляются в стороне методы геологического изучения осадочных пород в поле, но здесь они не имеют того первенствующего значения, которое придается им литологами. В то же время это направление имеет большое значение для обоснования технологических методов изучения осадочных пород как полезных ископаемых. Таким образом петрография осадочных пород неразрывно связана с петрографией магматических и метаморфических пород применением тех же в общем методов исследования.

В области литологии крупнейшее значение имеют работы акад. А. Д. Архангельского, М. С. Швецова, Л. В. Пустовалова, В. П. Батурина в СССР, У. Х. Твенхофела и других за пределами СССР. В области изучения петрографии осадочных пород известны работы А. Н. Заварицкого, В. И. Лучицкого, В. Н. Чирвинского и др.

Точно также можно наметить этапы в области развития учения о метаморфических породах (кристаллических сланцах). Первоначально, во второй половине XIX столетия, в основе изучения их лежали методы геологического и минералого-петрографического исследования. В результате этих исследований постепенно накапливались материалы, притом до 1903 г. настолько трудно было делать выводы о генезисе этих пород, что оставалось в силе мнение, высказанное Иностранцевым об этих породах как о «петрографических иероглифах». Резко меняется отношение к генезису этих пород, когда было выдвинуто учение о «глубинных

зонах» для объяснения генезиса метаморфических пород. Это учение, как и учение о процессах контактового метаморфизма, дало возможность особенно полно разобраться в происхождении метаморфических пород. В разработке учения о метаморфизме принимал участие ряд петрографов: в СССР — П. П. Пятницкий, В. И. Лучицкий, А. П. Полканов, в последнее время Д. С. Коржинский; заграницей — Харкер (Англия), Эскола (Финляндия), Гольдшмидт (Норвегия).

Петрография, выросшая из горного дела и теснейшим образом связанная с ним в течение всего времени своего существования, как в настоящее время, остается неотделимой от горного дела и учения о полезных ископаемых; с нею также тесно связано разрешение ряда вопросов инженерной геологии, гидрогеологии и геофизики.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

При изучении минералогического состава и структуры горных пород применяются разнообразные, специально разработанные для этого методы.

Среди них основное значение имеют методы оптические с применением поляризационного микроскопа. Благодаря успехам в области изучения оптических свойств минералов, входящих в состав горных пород, установлена тесная связь оптики минералов с их химическим составом. Появилась возможность с большой точностью делать выводы относительно химического состава породообразующих минералов, исходя из данных оптических исследований, и, пользуясь микроскопом, получать количественно химические характеристики горных пород.

Большое значение имеют также физические методы разделения минералов горных пород, чаще всего при помощи тяжелых жидкостей или же текучей или неподвижной воды, в частности при помощи центрифуг. Эти методы применяются с целью разделения горной породы на отдельные части (фракции) различного размера или различного удельного веса, частью также с целью выделения из породы минералов, присутствующих в них в особенно малом количестве, но отличающихся от других большим удельным весом.

Нередко применяются также методы разделения минералов при помощи магнита или электромагнита и другими методами.

Крупное значение приобрели в последнее время методы термического исследования горных пород, по преимуществу осадочных, и образующих их очень тонкодисперсных минералов, не поддающихся из-за своих малых размеров изучению под микроскопом; большое значение приобретают методы рентгеновский и электронноскопический.

1. ОПТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Оптические методы основаны на изучении оптических свойств минералов при помощи поляризационного микроскопа. Из этих свойств особенно характерны показатели преломления, двойное лучепреломление, собственная окраска минералов и др. Исследования производятся большей частью в специально изготовленных из горных пород тонких

пластинках — шлифах, толщиной 0,02—0,03 *мм*, а также в виде погружаемых в специальные жидкости мелко раздробленных или распыленных частиц горных пород.

а) Свет обыкновенный и поляризованный

В основе петрографических исследований лежит применение плоскополяризованного света.

Различают свет обыкновенный и плоскополяризованный (рис. 1). Обыкновенный свет отличается тем, что колебания световой волны в нем происходят перпендикулярно к лучу света во всех возможных направлениях (рис. 1, *a*).

В плоскополяризованном луче световые колебания также поперечны к световому лучу, но совершаются только в одной плоскости. Эта плоскость называется плоскостью колебаний (рис. 1, *b*,

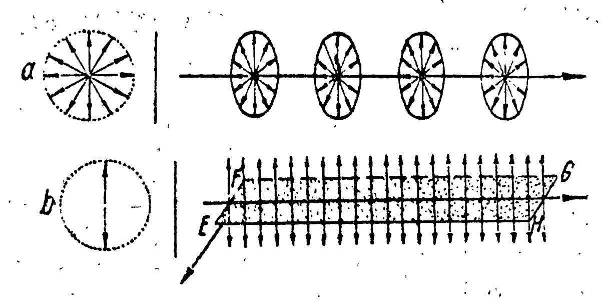


Рис. 1. Колебания обыкновенного (*a*) и плоскополяризованного (*b*) света.

вертикальная плоскость), а плоскость ей перпендикулярная — плоскостью поляризации *EFGH*.

В тесной связи с их строением все твердые тела разделяются прежде всего на оптически изотропные и анизотропные.

К оптически изотропным относятся все кристаллы кубической сингонии и аморфные вещества, к анизотропным — кристаллы всех остальных сингоний — квадратной, гексагональной, ромбической, моноклинной и триклинной.

б) Двойное лучепреломление

Когда луч света входит в аморфное вещество или в кристалл кубической сингонии, получается только один преломленный луч, проходящий во всех направлениях с одной и той же скоростью *V*, обладающий одним постоянной величины показателем преломления *N*, обратно пропорциональным скорости света.

Кристаллы такого рода носят название оптически изотропных или однопреломляющих.

Эти свойства кристаллов кубической сингонии вытекают из их строения и соответственно степени симметрии их — в них по трем взаимно перпендикулярным направлениям, совпадающим с кристаллографическими осями, структурные особенности одинаковы, а следовательно одинаковы и оптические свойства, тождественные и во всех других направлениях, одинаков и показатель преломления их.

В кристаллах остальных сингоний нет трех взаимно перпендикулярных направлений с одинаковым строением; поэтому отсутствуют и три взаимно перпендикулярные одинаковые и в оптическом отноше-

нии направления. В результате этого скорость света в них по разным направлениям в общем различна, а следовательно различны и показатели преломления. Поэтому каждый луч, входя в такой кристалл, почти во всех направлениях распадается на два, притом плоскополяризованные, луча. Явление такого рода называется явлением **двойного лучепреломления** или **двупреломления**, а кристаллы называются **двупреломляющими** или оптически **анизотропными**.

В кристаллах квадратной и гексагональной сингоний имеется только одно направление, по которому не происходит двойного лучепреломления; это направление совпадает с вертикальной осью этих кристаллов и называется **оптической осью**, а кристаллы носят название **оптически одноосных**.

В кристаллах ромбической, моноклинной и триклинной сингоний имеются **две** оптические оси, поэтому они называются **оптически двуосными**.

в) Оптические индикатрисы одноосных и двуосных кристаллов

Для облегчения разрешения вопросов, связанных с изучением оптических свойств кристаллов и применением разнообразных методов оптического исследования их, удобнее всего пользоваться **оптическими индикатрисами**.

Оптической индикатрисой называется поверхность, построенная на показателях преломления кристаллов; отрезки (радиусы-векторы), пропорциональные величинам показателей преломления (N), откладываются по направлению колебаний света в соответствующих лучах; эти отрезки обратно пропорциональны скоростям (V):

$$N = \frac{1}{V}.$$

Кристаллы изотропные

Откладывая в изотропном кристалле в направлении колебаний радиусы-векторы, пропорциональные показателям преломления, и соединяя концы их общей поверхностью, получаем пространственную фигуру, имеющую форму шара (все векторы равны друг другу).

Кристаллы одноосные

В кристаллах одноосных вертикальных ось c и две (три) горизонтальные кристаллографические оси a, ей перпендикулярные, кристаллографически неравнозначны. Проводя через кристаллы этих сингоний (квадратной и гексагональной) лучи в любом направлении, кроме одного, получаем два световых колебания; одно из этих колебаний всегда происходит перпендикулярно к вертикальной оси и плоскости, проходящей через луч и оптическую ось (к главной оптической плоскости); векторы, пропорциональные показателю преломления по ним, всегда равны одной и той же величине, обозначаемой нами $N_o = \omega$. Другое колебание происходит под тем или иным углом к вертикальной оси в главной оптической плоскости; величина вектора, пропорционального показателю преломления, непостоянна и изменяется от равного $N_0 = \omega$, когда луч распространяется параллельно вертикальной (оптической) оси, до $N_e = \varepsilon$, когда направление его распространения совпадает с перпендикуляром к вертикальной оси и колебания происходят параллельно последнему. Очевидно, величина векторов, а следовательно и показателей преломления, изменяется вместе с накло-

ном их по отношению к вертикальной оси c. Построение общей поверхности для всех лучей дает оптическую индикатрису, имеющую форму эллипсоида вращения, с круговым горизонтальным поперечным сечением, перпендикулярным вертикальной оси, и с эллиптическими остальными сечениями. Наибольшая разница между осями в эллиптических сечениях получается в тех сечениях, которые располагаются параллельно вертикальной оси, где эти оси соответственно равны N_o и N_e (рис. 2). Все сечения эллипсоида, кроме одного, горизонтального, имеют форму эллипса, с диаметрами, пропорциональными по величине показателям преломления двух лучей, колеблющихся в направлении этих диаметров и распространяющихся перпендикулярно взятому сечению. Наибольшей разницы показатели преломления (диаметры эллиптических сечений) достигают в вертикальном сечении, где получаются показатели преломления N_g (наибольший показатель преломления) и N_p (наименьший). В направлениях, перпендикулярных этим сечениям, получается по два плоскополяризованных луча, обладающих разной скоростью, т. е. характеризующихся показателями преломления N_g и N_p и, следовательно, наблюдается двойное лучепреломление.

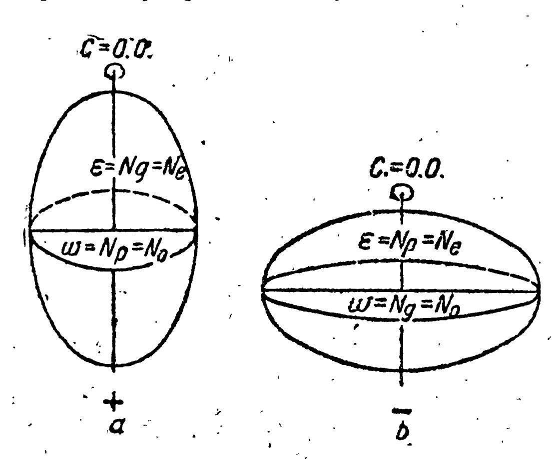


Рис. 2. Индикатрисы одноосных кристаллов: *a* — положительного и *b* — отрицательного.

В горизонтальном сечении все векторы равны друг другу. Это указывает на то, что перпендикулярно этому сечению распространяется только один неполяризованный луч, совпадающий с вертикальной (оптической) осью.

В зависимости от того, какая из осей индикатрисы N_g или N_p совпадает с оптической осью, различают кристаллы оптически положительные и оптически отрицательные.

В кристаллах оптически положительных с направлением вертикальной оси c (оптической оси) совпадает направление светового колебания луча, характеризующегося наибольшим показателем преломления N_g. Индикатриса оптически положительных кристаллов имеет форму эллипсоида вращения, вытянутого по оси вращения $c = N_g$ (рис. 2, *a*).

В кристаллах оптически отрицательных с вертикальной осью c (оптической осью) совпадает направление световых колебаний луча с наименьшим показателем преломления N_p. Форма оптической индикатрисы — эллипсоид вращения (рис. 2, *b*) сплюснутый по оси вращения $c = N_p$.

Таким образом, для кристаллов оптически одноосных характерными оптическими константами являются показатели преломления N_o и N_e и разница между ними $N_o - N_e$ или $N_e - N_o$, в другом обозначении $N_g - N_p$.

По соотношению N_e и N_o одноосные кристаллы делятся на две группы:

1) оптически положительные с $N_e > N_o$ или $N_e - N_o > 0$;
2) оптически отрицательные с $N_e < N_o$ или $N_e - N_o < 0$.

Для каждого луча, проходящего через оптически одноосный кристалл, мы с помощью его оптической индикатрисы можем легко найти: 1) направления колебаний получающихся двух плоскополяризованных лучей, 2) их показатели преломления и 3) скорость распространения этих лучей. На рис. 3 изображена оптическая индикатриса оптически одноосного положительного кристалла. Луч, проходящий через него в направлении ON_1 (параллельно N_p) дает два колебания в направлении: одно по вертикальной (оптической) оси, совпадающей с N_g, другое в горизонтальном направлении, параллельном N_p, перпендикулярном оптической оси. Получающиеся лучи обладают, следовательно, показателями преломления N_g и N_p и соответственно скоростями наименьшей V_g и наибольшей V_p.

Луч, идущий в направлении ON_2, дает два луча с направлениями колебания одного параллельно OA с показателем преломления N_p и скоростью распространения V_g, и другого — в направлении OB с показателем преломления N_g', промежуточным между наибольшим N_g и наименьшим N_p и скоростями, промежуточными между V_p и V_g Первый луч — луч обыкновенный с постоянными показателем преломления и скоростью, второй — луч необыкновенный, показатель преломления и скорость которого меняются в зависимости от направления луча в кристалле. Отсюда, следует, что в кристаллах одноосных один луч всегда обладает для данного кристалла одинаковыми показателем преломления и скоростью, другой — переменными и показателем преломления и скоростью.

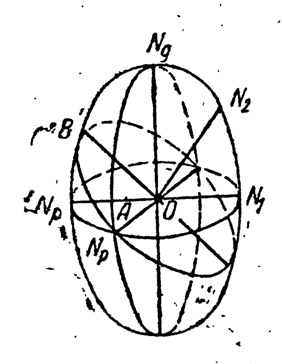


Рис. 3. Направления колебаний плоскополяризованных лучей в одноосных кристаллах.

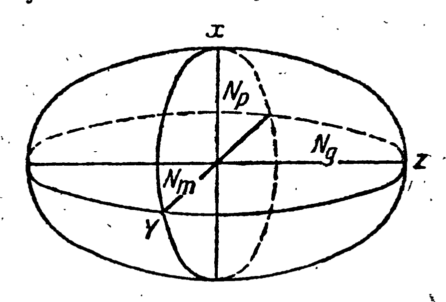


Рис. 4. Индикатриса двуосных кристаллов.

Кристаллы двуосные

В кристаллах двуосных нет двух кристаллографически равнозначных взаимно перпендикулярных направлений. Поэтому в трех взаимно перпендикулярных направлениях оси оптической индикатрисы неодинаковы. По величине они пропорциональны трем главным показателям преломления: наибольшему N_g, среднему N_m и наименьшему N_p. Поверхность, построенная на величинах N_g, N_m и N_p, имеет форму т р е х о с н о г о эллипсоида. Это индикатриса оптически двуосных кристаллов (рис. 4).

В трехосном эллипсоиде имеются три главные оси, пропорциональные показателям преломления трех плоскополяризованных лучей: N_g, N_m и N_p. В нем имеются три оси симметрии L^2, совпадающие с его осями, и три плоскости симметрии P.

Направление колебаний плоскополяризованных лучей, их показатели преломления и скорости их для любого разреза находятся так же, как и для оптически одноосных кристаллов (рис. 5).

Для трехосного эллипсоида также характерно то, что в нем имеется два круговых сечения радиуса, равного среднему показателю преломления N_m. Все остальные сечения эллипсоида — эллиптические (рис. 6).

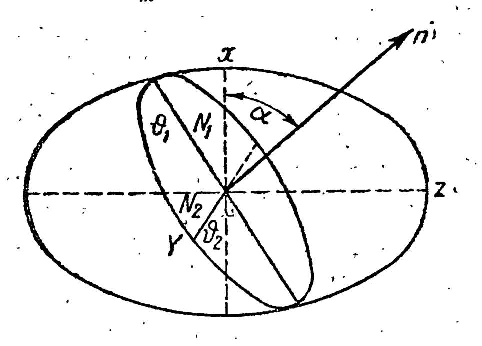


Рис. 5. Направления колебаний света в двуосных кристаллах.

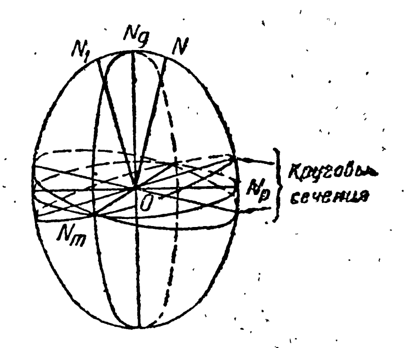


Рис. 6. Круговые сечения в индикатрисе двуосного кристалла.

Линия, перпендикулярная круговому сечению, соответствует направлению, по которому **не происходит** двойного лучепреломления, — **оптическая ось**. Так как круговых сечений имеется два, имеется и две **оптических оси**. Острый угол, образуемый оптическими

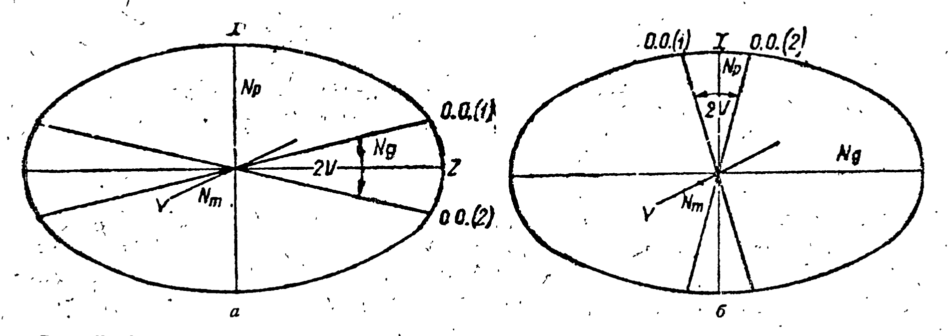


Рис. 7. Оптические оси (о. о.) биссектрисы (I и II) и оптическая нормаль (N) в положительном (a) и отрицательном (b) двуосных кристаллах.

осями, называется углом **оптических осей** и обозначается $2V$. Линии, делящие пополам угол между оптическими осями, называются **биссектрисами** (рис. 7, *a* и *b*).

Одна из этих биссектрис делит пополам **острый** угол — **острая** или **первая биссектриса** (*I*), другая — **тупая** или **вторая биссектриса** (*II*) — делит пополам тупой угол.

Плоскость, в которой располагаются обе оптические оси, называется **плоскостью оптических осей** (пл. о. о.), линия, перпендикулярная плоскости оптических осей, — **оптической нормалью** (N). Она одновременно перпендикулярна также оптическим осям и совпадает с направлением **среднего** показателя преломления N_m. В зависимости от того, с какой из осей — N_g или N_p — эллипсоида совпадает острая биссектриса, условно, как и в кристаллах одноосных, различают кристаллы **оптически положительные** (рис. 7, *a*), если с острой биссектрисой совпадает N_g, и **оптически отрицательные** (рис. 7, *b*), если совпадает N_p.

В каждом двуосном минерале во всех направлениях, кроме двух, распространяются два плоскополяризованных луча, показатели преломления которых определяются путем построения индикатрисы и сечения, перпендикулярного лучу.

Это сечение в общем случае эллиптическое. Колебания в нем совершаются в направлении наибольшего (∂_1) и наименьшего (∂_2) диаметров его (рис. 5).

Оси индикатрисы могут изменяться в связи с изменением химического состава минерала. Этот факт имеет существенное диагностическое значение, так как показатели преломления, пропорциональные величинам N_g, N_m и N_p, характерны для каждого отдельного минерала.

Характерной величиной является также угол между оптическими осями или угол оптических осей $2V$. Его величина изменяется в зависимости от относительных размеров показателей преломления минерала N_g, N_m и N_p. Угол $2V$ также характерен для каждого двуосного минерала. Отношения между $2V$ и величинами показателей преломления следующие:

$$\operatorname{tg} V = \sqrt{\frac{N_m - N_p}{N_g - N_m}}.$$

Для показателей преломления иногда применяются и другие обозначения, особенно часто греческие буквы; вместо N_g — γ, N_m — β, N_p — α, или соответственно N_γ N_β N_α

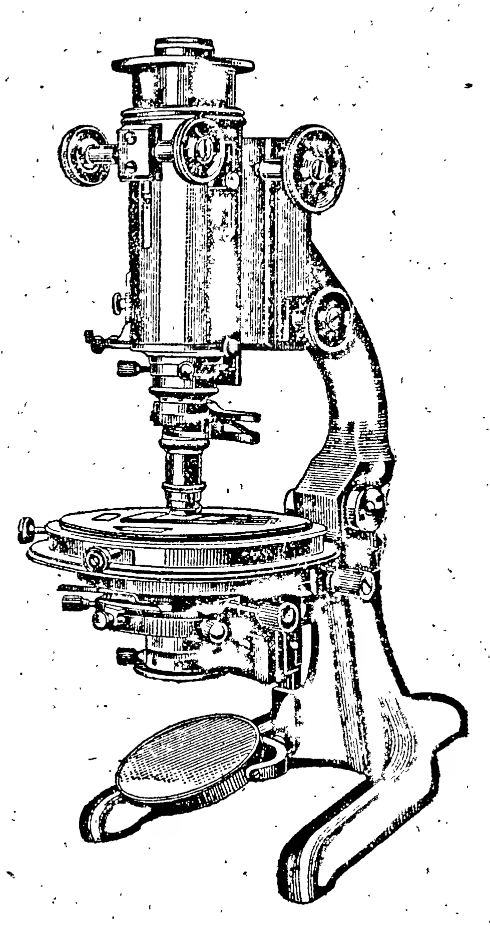


Рис. 8. Поляризационный микроскоп.

г) Поляризационный микроскоп (рис. 8)

Для изучения оптических свойств минералов служит поляризационный микроскоп. Он устроен аналогично обычным микроскопам, применяемым в биологии, отличаясь от них специальными приспособлениями, прежде всего дающими возможность: 1) получать плоскополяризованный свет (т. е. свет, колеблющийся только в одной определенной плоскости), пропускаемый через изучаемый шлиф или препарат горной породы, и 2) анализировать изменения, происходящие при прохождении плоскополяризованного света через них.

В поляризационном микроскопе имеются следующие, характерные для него, приспособления:

1) вращающийся столик с круглым отверстием в середине; столик вращается точно вокруг оси, совпадающей с осью микроскопа, т. е. с осью объектива и окуляра; на краю столика имеются деления через 1° или ½°;

2) поляризатор, прикрепленный под столиком микроскопа, дает плоскополяризованный свет;

3) анализатор, помещающийся в тубусе, дает возможность анализировать лучи, прошедшие через микроскоп и шлиф или препарат. Обычно анализатор вдвигается в специальное отверстие в тубусе микроскопа и выдвигается из него по мере надобности.

Кроме того, специальные вырезы в тубусе микроскопа дают возможность вдвигать в них различные дополнительные приспособления для изучения оптических свойств минералов.

Осветительный аппарат, находящийся под столиком микроскопа, может (вместе с поляризатором) опускаться и подниматься при помощи кремальеры.

При помощи специальной ручки (рычажка) на осветительный аппарат может накладываться или удаляться с него короткофокусная линза (линза Лазо).

В осветительном аппарате имеется ирисовая диафрагма, дающая возможность получать в значительной степени параллельный свет, проходящий через шлиф.

Шлиф (или предметное стекло) на столике микроскопа укрепляется при помощи либо зажимов (лапок), либо накладного столика с двумя взаимно перпендикулярными винтами, передвигающими шлиф. При помощи их можно помещать любую точку шлифа в центре поля зрения.

Грубая установка микроскопа на фокус производится при помощи кремальеры, тонкая — при помощи микрометрического винта, снабженного делениями (обычно 50 делений при передвижении при полном обороте винта тубуса микроскопа на 0,5 *мм*).

Объективы, прикрепляемые к нижней части тубуса, имеют различное фокусное расстояние. Чем меньше фокусное расстояние, тем меньше диаметр передней линзы объектива и тем больше его увеличение. Обычно в микроскопах системы Винкеля, Лейтца и др. применяются объективы: *I* (№ 1) для общего обзора шлифа, *III* (№ 3) для обычной работы, *V* (№ 5) при изучении сравнительно мелкозернистых пород, *VI* и *VII* (№ 6 и 7) в специальных случаях при изучении особенно тонких структур, при применении коноскопических методов исследования, для определений показателей преломления.

Объективы чаще всего либо прикрепляются при помощи щипцов, зажимающих обойму объектива в нижнем конце тубуса, либо навинчиваются на подставку револьверного типа на том же конце тубуса.

Обычно применяются сухие системы объективов: между покровным стеклом шлифа и объективом имеется только воздух и масляные и водные иммерсии: между покровным стеклом и объективом помещается либо масло (кедровое), либо вода. Иммерсионные объективы дают возможность производить исследования при особенно больших увеличениях; они увеличивают разрешающую силу микроскопа.

В микроскопах, изготовляемых на советских заводах, объективы обозначаются величиною их собственных увеличений: 10×, 20×, 40×, что примерно соответствует № 3, 5 и 6 («Русские самоцветы») или 3×, 8× и 60×, что соответствует № 1, 3 и 7 («Прогресс»).

Окуляры, помещаемые на верхнем конце тубуса, устроены различным образом. В одних из них в фокусе передней линзы помещается перекрест из паутинных нитей, центр которого совпадает с центром поля зрения и осью микроскопа. В других помещается хорошо видимая микрометрическая линейка, сетка или иная измерительная табличка, обычно нарезанная на стекле.

В тубус может вдвигаться линза Бертрана, превращающая верхнюю часть микроскопа в дополнительный микроскоп для специальных исследований; в нем при том же окуляре линза Бертрана играет роль объектива.

Способы получения поляризованного света

Проще всего плоскополяризованный свет получается путем отражения света от какой-либо гладкой поверхности, например, от стекла. Согласно закону Брюстера, при отражении света в луче отраженном колебания происходят перпендикулярно плоскости падения, в преломленном — в плоскости падения и преломления (рис. 9).

Турмалин. Некоторые кристаллы способны в значительной степени поглощать один из проходящих через них лучей. Так, некоторые темноокрашенные разновидности турмалина пропускают только лучи, колеблющиеся параллельно их вертикальной оси. Два таких кристалла, наложенные один на другой под прямым углом друг к другу, света почти не пропускают.

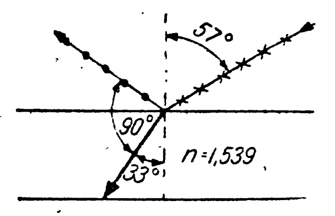


Рис. 9. Поляризация при отражении.

Поляроиды. Подобными свойствами обладают также некоторые искусственно изготовляемые кристаллы, например некоторые иодистые органические или иные соединения. Мелкие кристаллы этих веществ, нанесенные во взаимно параллельном положении на пленку, могут заменить другие поляризационные приборы. Такого рода пленки носят название поляроидов. Колебания лучей, прошедших через них, происходят только в одной плоскости.

Исландский шпат. Для получения полностью плоскополяризованного света, в котором обычно исследуются породообразующие минералы, применяются специальные приборы, носящие общее название николей (они были изобретены физиком Николем). Устройство их основано на использовании оптических свойств прозрачного бесцветного кальцита — исландского шпата.

Как и в других кристаллах, кроме кубических, луч обыкновенного света, колеблющийся во всевозможных направлениях, войдя в кристалл кальцита, обычно распадается на два луча, световые колебания которых совершаются в двух взаимно перпендикулярных направлениях. В кристалле кальцита, имеющем форму ромбоэдра, или в спайном куске его той же формы (рис. 10) световые колебания происходят: одного луча параллельно длинной диагонали ромбической плоскости ограничения (o), другого — параллельно проекции его короткой диагонали (e); оба колебания совершаются перпендикулярно друг другу.

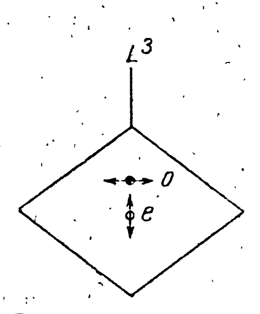


Рис. 10. Двойное лучепреломление в кальците.

Для лучей, проходящих через кальцит, характерно то, что показатели преломления обоих лучей неодинаковы; следовательно неодинаковы и скорости их распространения. Показатель преломления и скорость луча, колеблющегося параллельно длинной диагонали ромба, остаются одинаковыми, в каком бы направлении не пропускался луч света через кристалл кальцита. Это луч обыкновенный; его показатель преломления N_0, скорость его $V_0 = \frac{1}{N_o}$ (скорость света V — величина, обратная показателю преломления); другой луч, необыкновенный, проходя через кристалл кальцита перпендикулярно к вертикальной оси его, обладает наименьшим показателем преломления, равным N_e; скорость его $V_e = \frac{1}{N_e}$; когда же он проходит параллельно вертикальной оси — его показатель преломления и скорость его равны соответственно показателям преломле-

ния и скорости луча обыкновенного. Следовательно, в направлении вертикальной оси двойное лучепреломление не наблюдается, т. е. с ним совпадает оптическая ось. В кальците такое направление одно; поэтому он относится к числу кристаллов оптически одноосных.

Призма Николя. Для изготовления призмы Николя в простейшем виде пользуются спайным осколком исландского шпата, длина которого почти в три (2,774) раза больше длинной диагонали его ромбического сечения. Призма такого рода распиливается под прямым углом к несколько более крутоотшлифованному основанию. Обе половины склеиваются канадским бальзамом; николь вкладывается в обойму с зачерненными стенками. Лучи, проходящие через такого рода призму (рис. 11), распадаются на два луча: луч обыкновенный с показателем преломления $N_o = 1{,}658$ и луч необыкновенный, в данном направлении, имеющий показатель преломления, лишь мало отличающийся от показателя преломления канадского бальзама, склеивающего обе половины призмы: показатель преломления канадского бальзама $N = 1{,}539$, исландского шпата $N'_e = 1{,}536$. Как видно из рисунка, луч обыкновенный испытывает полное внутреннее отражение, и из призмы выходит почти без преломления только полностью плоскополяризованный бесцветный необыкновенный луч, имеющий половину яркости сравнительно с лучом, вступившим в призму (рис. 11).

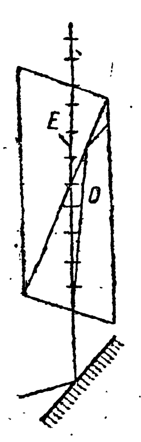


Рис. 11. Разрез призмы Николя.

Колебание луча, вышедшего из призмы, происходит параллельно короткой диагонали ромба основания ее.

Два николя, поставленные так, что направления колебаний вышедших из них необыкновенных лучей взаимно перпендикулярны, дают почти полную темноту.

Применяются также другие призмы с прямыми основаниями вместо косых, как в только что описанной призме. Для улучшения прохождения света через призмы Николя на обоих концах их помещают специальные очень плоские линзы.

В последнее время призмы Николя иногда заменяются поляроидами, дающими также почти полностью поляризованный свет.

Микроскоп с охарактеризованными выше приспособлениями применяется для производства исследований в поляризованном свете как ортоскопических (лучи проходят через шлиф или препарат почти полностью параллельными пучками), так и при коноскопических (лучи проходят через шлиф или препарат в виде сильно сходящегося пучка, фокус которого находится в самом шлифе или препарате).

Центрировка и юстировка микроскопа

Прежде чем приступить к работе с поляризационным микроскопом, необходимо его центрировать и юстировать.

Центрирование заключается в том, что ось микроскопа приводится в совпадение с осью столика микроскопа. Так как обычно центрировочные винты, находящиеся на обойме объективов или на револьверной обойме, располагаются под углом 45° к плоскости симметрии микроскопа, окуляр поворачивают на 45° так, чтобы направления нитей в нем были параллельны направлению действия винтов. Находят около центра зернышко, описывающее окружность при вращении столика микроскопа; передвигают зернышко в центр вращения;

вращением одного винта приводят центр вращения на одну из нитей; вращая вторым винтом, приводят его на перекрест нитей. Проверяют центрирование, повторяя ту же операцию два-три раза.

Юстировка заключается в проверке взаимно перпендикулярного положения николей и совпадения направлений колебаний с нитями окуляра. Для проверки скрещенности николей вынимают окуляр и хорошо освещают поле зрения микроскопа. Вставляют анализатор и наблюдают, насколько при этом затемнено поле зрения; если затемнение неполное, то вращают поляризатор до тех пор, пока не будет достигнуто наибольшее затемнение. После этого проверяют, параллельны ли нити окуляра направлениям колебаний в николях, для чего снова, вставив окуляр, помещают на предметный столик микроскопа шлиф горной породы, содержащий биотит. К центру поля зрения микроскопа, при выключенном анализаторе, приводят разрез биотита, в котором ясно видны прямолинейные трещины спайности. Вращают столик до тех пор, пока биотит не станет наиболее густоокрашенным; при этом трещины спайности биотита указывают на направление световых колебаний в поляризаторе. В таком положении одна из нитей окуляра должна быть строго параллельна трещинам спайности биотита, другая — ей перпендикулярна. Если этого нет, то нити в окуляре расположены неправильно; соответствующие исправления производит специальный мастер. Надо иметь в виду, что некоторые слюды в щелочных породах не дают в описываемом положении параллельности нити и трещин спайности.

Освещение. При работе необходимо устанавливать осветительные аппараты так, чтобы получать наилучшее и равномерное освещение поля зрения. При соблюдении этого условия работу с микроскопом можно проводить длительное время, не утомляя глаз.

Для освещения пользуются рассеянным дневным светом; никогда нельзя пользоваться непосредственно солнечным светом: он слепит глаза и вызывает быстрое утомление их.

Искусственное освещение обычно получается от осветителей. Для получения света, близкого к дневному, необходимо помещать между источниками света и зеркалом микроскопа светофильтр из голубоватого матового стекла.

Шлифы. Для работы с поляризационным микроскопом обычно изготовляются шлифы толщиной около 0,02—0,03 *мм*. Из породы выбивают возможно более тонкий осколок или вырезают пластинку с поверхностью не менее 2 *см*^{2} и на вращающемся чугунном круге отшлифовывают мокрым наждаком или карборундом ровную поверхность, которую дошлифовывают на чугунных и далее на стеклянных плитках более тонкими порошками до получения возможно более ровной поверхности. На предметном стекле помещают несколько капель канадского бальзама; предварительно бальзам прогревают для удаления из него части летучих веществ; на него кладут хорошо промытый и просушенный отшлифованный кусочек породы и придавливают его лучше всего пинцетом. После охлаждения отшлифовывают вторую плоскость, параллельную первой, держа предметное стекло в руке. Шлифование производится в том же порядке смены подставок и шлифовальных порошков; оно заканчивается тогда, когда шлиф становится прозрачным и под микроскопом при скрещенных николях в кварце или другом близком по силе двупреломления минерале исчезнет желтая интерференционная окраска; в таком случае шлиф имеет толщину около 0,02—0,03 *мм*. После этого шлиф промывают, очищают щеточкой, просушивают, накладывают на него каплю подогретого канадского бальзама и прикрывают покровным стеклышком. Очищают

следы канадского бальзама концом ножа. Чтобы не спутать шлиф, на обратной стороне его в начале работы алмазом выцарапывают номер породы.

При приготовлении шлифов из рыхлого или пористого материала последний пропитывают проваренным канадским бальзамом, полностью покрывая им кусочек породы, и нагревают на водяной бане в течение нескольких часов. После остывания кусочек породы шлифуют тем же путем, как это описано выше.

Шлифы из материалов, растворяющихся в воде, шлифуют с добавлением к шлифующим порошкам, вместо воды, глицерина или керосина. Из тонкозернистого рыхлого материала изготовляют препараты в канадском бальзаме или исследуют его непосредственно в тех или иных иммерсионных жидкостях, в воде, глицерине и др.

2. ИССЛЕДОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД ПОД МИКРОСКОПОМ

Изучение горных пород и входящих в их состав минералов проводится при помощи **поляризационного микроскопа**.

При этом исследование может вестись: 1) при одном николе и 2) при двух (скрещенных или параллельных) николях. Во втором случае пучок лучей, идущих через шлиф, может быть более или менее параллельным (ортоскопический метод) или сильно сходящимся (коноскопический метод).

а) Исследование при одном николе (без анализатора)

При одном николе (без анализатора) изучают: 1) форму минералов, 2) их размеры, 3) спайность, 4) показатели преломления, 5) окраску, 6) количественные соотношения, 7) включения.

Форма минералов чрезвычайно разнообразна (табл. I, фиг. 1—6). При изучении формы минералов обращают внимание на характер линий их ограничения, дающих возможность судить в отдельных случаях о принадлежности минералов к той или иной сингонии, а также о степени идиоморфизма их, т. е. проявления собственных кристаллографических очертаний.

Характерные углы между прямыми линиями, ограничивающими кристаллы минералов в шлифе, измеряются следующим образом. Вершина измеряемого угла помещается на перекрестке нитей окуляра. Поворачивают столик микроскопа, пока одна из сторон угла не совпадет с одной из нитей. Делают на лимбе столика отсчет, получают $a°$. Поворачивают столик, пока с той же нитью не совпадет другая сторона угла. Делают второй отсчет и получают $b°$. Разность между двумя отсчетами $a° - b° = c°$ дает искомый угол $c°$.

Размеры минералов в шлифе определяются обычно при помощи микрометрической линейки, вставляемой в окуляр микроскопа (микрометр-окуляр). Цену этих делений определяют при помощи специальной микрометренной линейки, помещаемой на столике микроскопа. Иногда к микроскопу приложена соответствующая таблица цены делений окулярного микрометра при разных объективах. Можно также определять размеры минералов при помощи вращения винтов на подвижном столике (салазках) микроскопа; однако такого рода определения являются более грубыми и для мелких зерен непригодны.

Спайность в шлифах проявляется различно в зависимости от степени ее совершенства (табл. I, фиг. 1 — биотит, фиг. 2, 3 — роговая

обманка, фиг. 4—6 — пироксен). Если спайность весьма совершенная (слюды), тонкие трещины тянутся через весь разрез минерала, часто в большом числе по прямой линии. При совершенной спайности трещины сравнительно короткие, не всегда прямолинейные, нередко они обрываются (роговая обманка, пироксен, полевые шпаты). При несовершенной спайности трещины слабо заметны, часто обрываются (апатит, эпидот, оливин, табл. II, фиг. 1). В ряде минералов спайность совершенно отсутствует (кварц, гранаты).

В том случае, когда в минерале наблюдаются две (или более) системы трещин спайности (роговая обманка, пироксен), представляет интерес угол между ними. Измерение углов между трещинами спайности производится аналогично измерениям углов между линиями ограничения на зернах, трещины спайности которых перпендикулярны к поверхности шлифа. В этом случае трещины кажутся четкими и тонкими, а при больших увеличениях не сдвигаются при поднятии и опускании тубуса, т. е. при перенесении фокуса на верхнюю или нижнюю поверхность шлифа.

Определение показателей преломления. Диагностическими признаками, которые имеют исключительное значение при изучении породообразующих минералов, являются их показатели преломления, чрезвычайно характерные для каждого минерала.

При определении показателей преломления применяется ряд методов, среди которых наиболее распространенными являются как упрощенные методы — методы получения и изучения *шагреневой поверхности и рельефа* минералов с любым показателем преломления (точность около второй десятичной), для минералов с малым показателем преломления — метод получения *бекковской линии*, так и особенно точные методы — *иммерсионный*, дающий точность до третьей десятичной (например, $N = 1{,}554 \pm 1$); наиболее точные результаты получаются при применении *рефрактометра* (точность до четвертой или пятой десятичной).

Так как породообразующие минералы обычно двупреломляющие, в них получается два луча с разными показателями преломления; поэтому определение их показателей преломления должно проводиться *при одном поляризаторе*.

Шагреневая поверхность и рельеф минералов. Показатели преломления одних минералов близки к показателю преломления канадского (пихтового) бальзама ($N = 1{,}53$—$1{,}54$), которыми покрыта снизу и сверху изучаемая пластинка минерала.

Другие минералы обладают бо́льшими показателями преломления, чем канадский бальзам, третьи — меньшими. В результате этого при прохождении через шлиф лучей света получаются различные отклонения их от того направления, по которому они вступают в минерал. Примеры шагрени: табл. II, фиг. 1 — резко выражена шагрень у оливина, отсутствует у кварца и полевого шпата; табл. I, фиг. 1 — ясная шагрень у биотита; табл. II, фиг. 2 — резкая шагрень у андалузита.

1. *Показатели преломления минерала близки* к 1,53 ($N = 1{,}53$). *Лучи проходят через шлиф без изменения своего направления.*

2. *Показатели преломления минерала больше* 1,53 ($N > 1{,}53$). Поверхность сошлифованного минерала не является идеально гладкой; поэтому лучи, падающие параллельным пучком на эту неровную поверхность, отклоняются от своего пути, собираясь в одних частях и рассеиваясь в других. Вследствие этого поверхность минерала освещается неравномерно, кажется шероховатой и напоминает поверхность ватманской бумаги или шагрени. Такая поверхность минерала носит название *шагреневой поверхности*.

3. Показатель преломления минерала меньше 1,53 ($N < 1{,}53$). Происходят явления, аналогичные тем, которые наблюдаются во втором случае, с той лишь разницей, что выпуклые части минерала рассеивают свет, а вогнутые — собирают его.

Таким образом, чем больше отклоняется в ту или другую сторону показатель преломления минерала от показателя преломления покрывающего его сверху канадского бальзама, тем резче выражена шагреневая поверхность; следовательно по характеру шагреневой поверхности возможно примерно определять показатели преломления минерала. При этом применяют один из следующих способов.

1. Зажимают диафрагму в осветительном аппарате под столиком микроскопа $O—O$ (рис. 12). Чем сильнее она зажата, тем более параллельный пучок света проходит через шлиф, но в то же время уменьшается количество проходящего света; поле зрения может слишком сильно затемниться; поэтому подбирают наиболее благоприятные условия для получения параллельного пучка и освещения поля зрения.

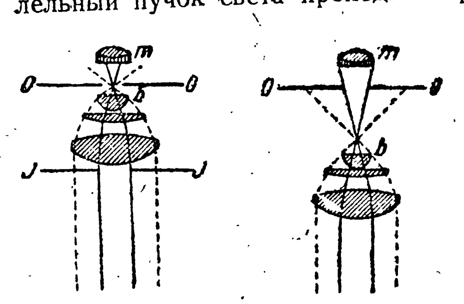


Рис. 12. Осветитель и диафрагма. Рис. 13. Опущенный осветитель.

2. Не зажимая диафрагмы, вставляют над осветителем конденсор и опускают весь осветительный аппарат. Эффект получается тот же, как и в первом случае (рис. 13).

Одновременно с шагреневой поверхностью у минералов появляется рельеф, тем более резко выраженный, чем больше отличается показатель преломления минерала от показателя преломления окружающих его сред.

Рельеф объясняется явлениями полного внутреннего отражения в общем на вертикальной границе минерала с канадским бальзамом или другим соседним минералом.

Минерал кажется приподнятым, если его показатель преломления больше показателя преломления соприкасающихся с ним других минералов или канадского бальзама — рельеф положительный; в том случае, когда показатель преломления минерала меньше показателя преломления окружающей среды, он кажется лежащим ниже других минералов — рельеф отрицательный.

Когда N_1 минерала очень близок к N_2 окружающей среды, контуры минерала видны слабо — минерал без рельефа.

Располагая минералы в порядке их показателей преломления, мы можем выделить среди них несколько групп минералов с характерными для каждого из них шагреневой поверхностью и рельефом.

Схема определения показателей преломления по рельефу и шагреневой поверхности

А. Рельеф отрицательный. Минерал кажется расположенным ниже соседних минералов. Шагреневая поверхность видна более или менее отчетливо.

1. Показатель преломления меньше 1,52.

Опал (1,41—1,46), плавиковый шпат (1,43), лейцит (1,51).

Б. Без рельефа. Без шагреневой поверхности или она лишь очень слабо заметна, без рельефа или почти без него.

2. Показатель преломления 1,52—1,55.

Ортоклаз (1,52), гипс (1,52—1,53), кварц (1,53—1,54), олигоклаз (1,54—1,55).

В. Рельеф положительный. Минералы обладают шагреневой поверхностью и кажутся выступающими над поверхностью соседних минералов.

3. Показатель преломления 1,56—1,60. Слабо заметная шагреневая поверхность.

Анортит (1,58—1,59), мусковит (1,55—1,61).

4. Показатель преломления 1,61—1,65. Ясно заметная шагреневая поверхность.

Тремолит (1,60—1,63), глауконит (1,60—1,64), апатит (1,63—1,65), роговая обманка (1,63—1,65 частично).

5. Показатель преломления 1,66—1,70. Рельеф и шагреневая поверхность резко выражены.

Роговая обманка (частью до 1,68), кальцит (1,66, наибольший показатель преломления), оливин (1,63—1,70), диопсид (1,67—1,70).

6. Показатель преломления 1,70—1,80. Шагреневая поверхность и рельеф очень резко выражены.

Авгит (1,70—1,72), гроссуляр (1,75), эпидот (до 1,73 и выше).

7. Показатель преломления больше 1,80. Шагреневая поверхность и рельеф чрезвычайно резко выражены.

Эпидот (до 1,82), титанит (1,89—2,05), циркон (1,92—2,01), рутил (2,62—2,90).

Пользуясь приведенной выше таблицей, можно ориентировочно определять показатели преломления минералов, разделяя их на семь основных групп.

Следует иметь в виду, что показатели преломления заменителей канадского бальзама (например, пихтовый бальзам), обычно применяемых в настоящее время при изготовлении шлифов, имеют не вполне постоянные величины, примерно между 1,52 и 1,55. В результате этого иногда шагреневая поверхность может обнаруживаться в кварце, олигоклазе и других минералах с близкими к ним показателями преломления.

Метод Бекке. На границе между двумя минералами, или минералом и канадским бальзамом или иммерсионной жидкостью, хотя бы с очень малой разницей показателей преломления, появляется линия Бекке — тонкая светлая полоска, которая при поднятии тубуса микроскопа передвигается в сторону среды с бóльшим показателем преломления, при опускании тубуса — в сторону среды с меньшим показателем преломления. Особенно хорошо заметна эта линия в том случае, когда плоскость, отделяющая одну среду от другой, располагается возможно более вертикально и при косом освещении. Обе среды должны непосредственно соприкасаться друг с другом.

На рис. 14 изображена пластинка минерала с показателем N_1 бóльшим, чем показатель преломления N_2 окружающей его среды. Лучи, идущие косо снизу, проходят через пластинку; после преломления они в бóльшем количестве скопляются над краем минерала, обладающего бóльшим показателем преломления, чем окружающая его среда. Поэтому здесь появляется светлая полоска, передвигающаяся при поднятии фокуса по направлению от окружающей среды. Полоска ясно видна при поднятом над минералом фокусе микроскопа (например, в плоскости NN).

Если опустить фокус так, чтобы в нем оказалось сечение светового пучка ниже пластинки минерала, то хотя свет распределен здесь равномерно, мы этого не заметим, так как микроскоп дает картину, которую мы получаем, если лучи, вышедшие из пластинки, продолжились бы назад; в действительности мы увидим здесь светлую полоску на стороне среды с меньшим показателем преломления, чем пла-

стинки минерала (плоскость PQ), причем при опускании фокуса эта бекковская светлая полоска передвигается в сторону от минерала в среду с меньшим показателем преломления N_2.

На рис. 15 изображен ход лучей в том случае, когда показатель преломления N_1 минерала меньше N_2 окружающей среды.

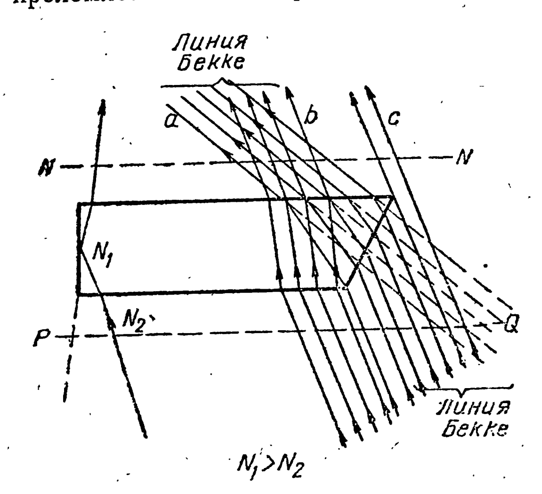


Рис. 14. Линия Бекке. N_1 минерала больше, чем N_2 окружающей среды.

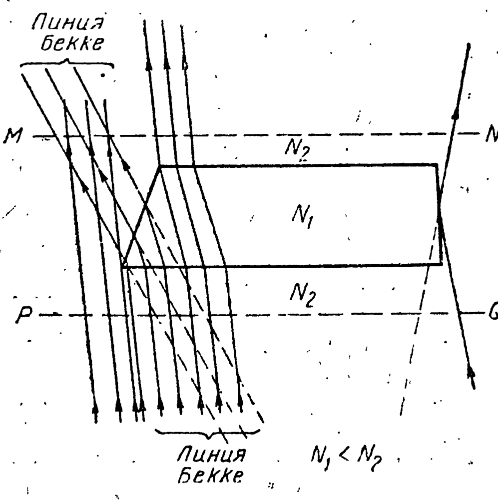


Рис. 15. То же. N_1 меньше, чем N_2.

Обычно применяются средние или не очень сильные увеличения, так как при малых получается слишком большая глубина фокуса; поэтому бекковская линия плохо видна; при больших увеличениях картина затемняется, так как для более ясного видения бекковской линии необходимо получение возможно более параллельного света; это уменьшает количество проходящего света и мешает ясному видению, так как при больших увеличениях необходимо яркое освещение предмета.

При малых размерах зерен исследуемого минерала бекковская линия покрывает весь минерал и действие зерна на пучок параллельных лучей сходно с действием собирательной линзы, если показатель преломления его N_1 больше N_2 окружающей среды (рис. 16), или линзы, рассеивающей свет, если показатель зерна меньше окружающей среды (рис. 17).

В первом случае при поднятии тубуса получается особенно светлая окраска минерала, окружающегося темным пояском, при опускании — минерал становится темным и вокруг него появляется светлый ободок. В том случае, когда показатель преломления его меньше, чем окружающей среды, при поднятии тубуса минерал становится темным и окружается светлым ободком, при опускании тубуса он становится светлым.

Косое освещение. Особенно отчетливо проявляются различия между двумя средами разного показателя преломления при применении косого освещения. Косое освещение получается особенно хорошо, когда на пути лучей, проходящих через микроскоп, помещают диафрагму в виде металлической или картонной пластинки в том месте, где фокусные точки располагаются на пути этих лучей.

Удобнее всего вдвигать диафрагму в прорез в тубусе, находящийся тотчас над объективом и предназначенный для вдвигания разных дру-

гих пластинок (гипсовой, слюдяной и др.) (рис. 18); диафрагмируют лучи вдвиганием диафрагмы справа налево, пропуская лучи, падающие на объект справа налево. При этом у высокопреломляющего зерна темнеет правая сторона, у низкопреломляющего — левая.

Но так как в микроскопе мы видим обратное изображение предмета, все будет происходить наоборот; именно — при вдвигании диафрагмы справа в прорез в тубусе под объективом низкопреломляющие

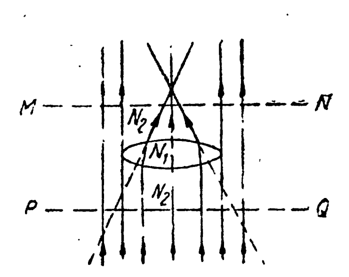


Рис. 16. N_1 зерна больше, чем N_2 жидкости.

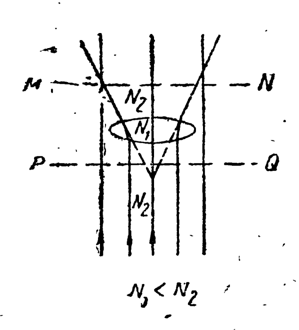


Рис. 17. N_1 зерна меньше, чем N_2 жидкости.

зерна темнеют со стороны, обращенной к диафрагме, высокопреломляющие — с противоположной (рис. 19).

Иммерсионный метод. Определение показателей преломления минералов путем наблюдения над их шагреневой поверхностью и рельефом носит в значительной степени качественный характер. При изучении минералов нередко требуется возможно более точное количественное определение показателей преломления. В ряде случаев желательно иметь точность значения показателей преломления до

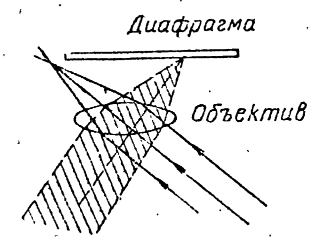


Рис. 18. Диафрагмирование фокусной плоскости объектива.

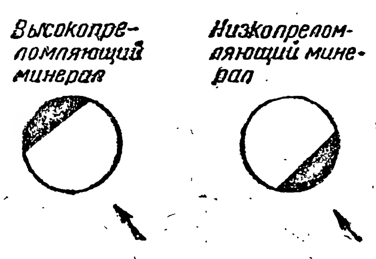


Рис. 19. Диафрагма, вставляемая в прорез в тубусе.

третьего десятичного знака. Широко применяется для данной цели иммерсионный метод, дающий возможность определять показатели преломления как в мельчайших зернышках, выделенных из породы, так и в шлифах.

Метод заключается в погружении минерала в жидкость, показатель которой известен или может быть достаточно точно и быстро определен при помощи соответствующих приборов — рефрактометров. Подбирается жидкость, которая обладает показателем преломления таким же, как и минерал. Показатель преломления узнается по отсутствию частичного затемнения минерала при косом освещении или по отсутствию линии Бекке.

При работе с иммерсионными жидкостями необходимо следить за тем, чтобы не поцарапать переднюю линзу объектива. Применяют следующий способ работы. Мелкие зерна минерала помещают на предметное стекло и покрывают тонким покровным стеклом; при помощи стеклянной палочки под покровное стекло впускают каплю иммерсионной жидкости. Применяя прямое или косое освещение и опустив осветитель или зажав его диафрагму, сравнивают показатель преломления данного минерала с показателем преломления жидкости и затем меняют жидкость до тех пор, пока не будет подобрана та, которая на границе с минералом не дает ни эффекта в виде затемнения, ни линии Бекке [1].

Окраска минералов и плеохроизм. Минералы, в состав которых входят такие красители, как, например, железо, титан, хром и др., в шлифе часто (но не всегда) окрашены в характерные цвета. Одновременно окрашенные двупреломляющие минералы часто обнаруживают плеохроизм, т. е. способность минерала различно поглощать лучи света различной длины волны в зависимости от направления световых колебаний, проходящих через кристалл.

Вращая столик микроскопа, наблюдают за изменением окраски минерала. При этом разрез плеохроирующего минерала окрашивается то в один, то в другой цвет.

Так, например, в биотите темнокоричневая окраска его сменяется светложелтой, в обыкновенной зеленой роговой обманке темнозеленая — светложелтой.

Метод наиболее точного изучения плеохроизма описан на стр. 46.

Исследование плеохроизма производится при одном поляризаторе. При этом необходимо точно знать направление колебаний в последнем. С этой целью применяют биотит; в нем наиболее темно окрашены лучи, колеблющиеся параллельно спайности. В шлифе горной породы, содержащей биотит, находят разрез этого минерала с отчетливо видимыми тонкими трещинами спайности; вращают столик микроскопа до приобретения этим разрезом биотита наиболее темной окраски. Трещины спайности, параллельные в таком случае одной из нитей окуляра, указывают на направление колебаний в поляризаторе.

В микроскопах Винкеля колебания происходят в горизонтальном направлении, в микроскопах Лейтца — в вертикальном.

В немногих минералах (биотите, хлорите, роговой обманке, кордиерите, андалузите, ставролите, турмалине) при вращении столика микроскопа при одном поляризаторе появляются окрашенные кружки вокруг включений радиоактивных минералов. Их называют плеохроичными оболочками или, что неправильно, двориками.

Количество минералов. Определение количества минералов в шлифе имеет большое значение. При определении относительного количества минералов можно, зная состав каждого из минералов и их удельный вес, довольно точно вычислить химический состав породы, не прибегая к химическому анализу.

Относительные количества минералов обычно определяют при помощи сетчатого окулярного микрометра, производя замеры диаметров минералов по отдельным следующим друг за другом параллельным линиям.

---

[1] Прим. редактора. Чаще устанавливается верхний и нижний предел для величины показателя преломления, так как показатель преломления зерна не точно совпадает с иммерсионной жидкостью (С. Ч.).

Особенно точно производятся такого рода определения при помощи **пушинтегратора Глаголева** (рис. 20); в настоящее время этот прибор широко применяется на практике. Основная часть его — механический **счетчик**, снабженный шестью клавишами, при надавливании на которые: 1) делается отсчет в соответствующем каждой из этих клавиш окошечке; 2) одновременно при помощи гибкого металлического шнурка передвигается на одно деление шлиф,

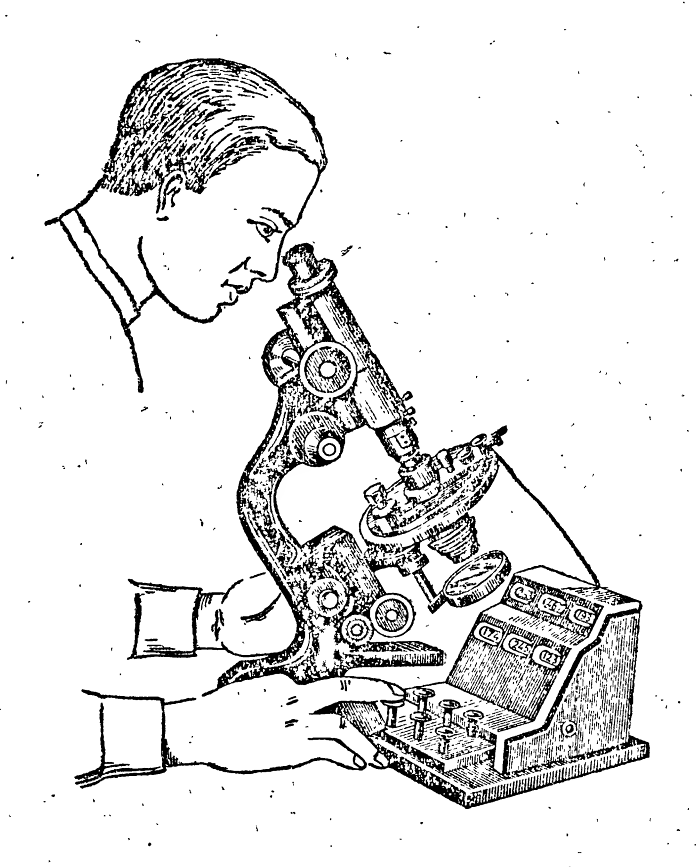


Рис. 20. Пушинтегратор Глаголева.

находящийся на столике микроскопа. Применение прибора основано на нанесении точек на диаметрах минералов изучаемого шлифа горной породы и автоматического отсчета этих точек на счетчике, причем каждой клавише (окошечку на счетчике) соответствует определенный минерал. После нанесения точек через весь шлиф последний передвигают на некоторое расстояние по линии, перпендикулярно первой, и производят новый отсчет по второй линии и т. д. В результате для каждого из шести отсчитываемых минералов получается общая сумма точек, приходящаяся на каждый из них; соответствующие числа видны в окошечках счетчика.

Толщина шлифа (метод Шона). Устанавливают фокус микроскопа при большом увеличении на пылинки, видимые на нижней поверхности шлифа. Отмечают деление на микрометрическом винте. Вращают микрометрический винт, пока не будут ясно видны пылинки на верхней поверхности шлифа, и делают второй отсчет. Разность отсчетов

дает кажущуюся толщину шлифа e_1. Действительную толщину шлифа e вычисляют по следующей формуле (рис. 21):

$$AB = e \operatorname{tg} r = e_1 \operatorname{tg} i,$$

$$e = e_1 \frac{\operatorname{tg} i}{\operatorname{tg} r},$$

где i — угол падения; r — угол преломления.

Так как углы i и r незначительны, то их тангенс можно заменить синусом, и тогда получаем:

$$e = e_1 \frac{\sin i}{\sin r} = e_1 N.$$

Рис. 21. Метод Шона.

Следовательно, необходимо знать показатель преломления минерала N, на котором и под которым наблюдались пылинки.

Наоборот, в том случае, когда мы знаем толщину шлифа, мы можем определить показатель преломления данного минерала.

б) Исследование между двумя николями в параллельном свете

При скрещенных николях поле зрения микроскопа становится темным. Направления колебаний анализатора и поляризатора совпадают с нитями креста в окуляре. Нижний николь остается всегда неподвижным, верхний может вставляться в тубус или выдвигаться из него; в случае накладного анализатора последний может помещаться на окуляре (при условии отсутствия николя, вдвинутого в тубус). В некоторых микроскопах поворотом ручки анализатор можно ставить в параллельное положение по отношению к поляризатору (параллельные николи).

При скрещенных николях поле зрения остается темным также в том случае, если на столике помещается аморфное вещество или минерал кубической сингонии, т. е. минерал изотропный.

При помещении между скрещенными николями минералов всех других сингоний разрезы их, за исключением перпендикулярных к их оптической оси, при полном обороте столика микроскопа четыре раза затемняются и четыре раза просветляются, обнаруживая интерференционные цвета. Угасание происходит каждый раз, когда с направлением колебаний в николях совпадают направления световых колебаний в пластинке исследуемого минерала.

Плоскополяризованный луч, выйдя из поляризатора и колеблясь по PP, параллельно вертикальной нити (на рис. 22 в плоскости, перпендикулярной плоскости бумаги), вступает в минерал, в котором световые колебания могут совершаться в направлениях r и s. В таком случае луч с колебаниями по PP распадется на два луча, световые колебания которых совершаются в двух взаимно перпендикулярных направлениях r и s.

Эти световые лучи, колебания которых происходят в различных оптических направлениях, распространяются с неодинаковыми скоростями и обладают различными показателями преломления. Проходя через пластинку, один луч будет отставать от другого. Величина отставания одного луча от другого при выходе из пластинки носит название разности хода; она выражается либо в $m\mu$, либо в длинах волн λ.

Войдя в анализатор, в котором колебания происходят параллельно горизонтальной нити AA, т. е. перпендикулярно вертикальной линии, каждый из лучей с колебаниями r и s в свою очередь разлагается по закону параллелограма на два луча: r_1 и r_2, s_1 и s_2.

Как видим на рис. 22, из анализатора выходят только два колебания r_1 и s_1, совершающиеся в плоскости колебания анализатора; направления их взаимно противоположны, т. е. оба луча, вышедшие из анализатора при скрещенных николях, обладают противоположными фазами, или, другими словами, отстают один от другого на полволны, т. е. на $\frac{\lambda}{2}$; поэтому к той разности хода, которая получается в пластинке, в анализаторе прибавляется еще полволны $\frac{\lambda}{2}$.

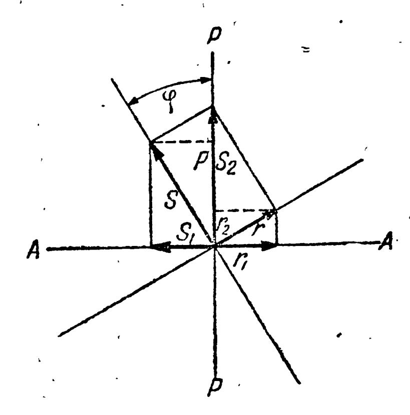


Рис. 22. Интерференция при скрещенных николях.

Если разность хода в пластинке была равна $(2n-1)\frac{\lambda}{2}$, т. е. нечетному числу полуволн, то с прибавлением $\frac{\lambda}{2}$, получаемой в анализаторе, при скрещенных николях конечная разность хода будет равна $2n\frac{\lambda}{2}$, т. е. четному числу полуволн; поэтому происходит усиление света данной волны.

Наоборот, если в пластинке разность хода была равна четному числу полуволн $2n\frac{\lambda}{2}$, прибавление в анализаторе еще полуволны $\frac{\lambda}{2}$ дает конечную разность хода, равную нечетному числу полуволн $(2n+1)\frac{\lambda}{2}$, при которой получается погасание света данной длины волны.

При параллельных николях в анализаторе дополнительная разность хода отсутствует, поэтому при параллельных николях разность хода в анализаторе будет та же, которая получается по выходе из пластинки минерала (рис. 23).

Разность хода обусловлена, как мы видели, двумя основными причинами: 1) разностью показателей преломления в пластинке минерала, т. е. силой двойного лучепреломления для данного разреза минерала, 2) толщиной пластинки e. Отношение между разностью хода R, силой двойного лучепреломления $N_1—N_2$, толщиной пластинки e анизотропного вещества может быть выражено следующим уравнением:

$$R = e(N_1 - N_2).$$

Разность хода $R = e(N_1 - N_2)$ измеряется миллимикронами.

Зависимость разности хода R от толщины шлифа e и силы двупреломления минерала для данного разреза последнего $N_1 - N_2$ вытекает из следующих соображений (рис. 24).

При прохождении луча через разрез данного минерала получаются две световых волны со взаимно перпендикулярными колебаниями с по-

казателями преломления N_1 и N_2; эти световые волны проходят через данный разрез со скоростями, равными соответственно v_1 и v_2; время прохождения этих волн через данный разрез t_1 и t_2; скорость в воздухе равна v.

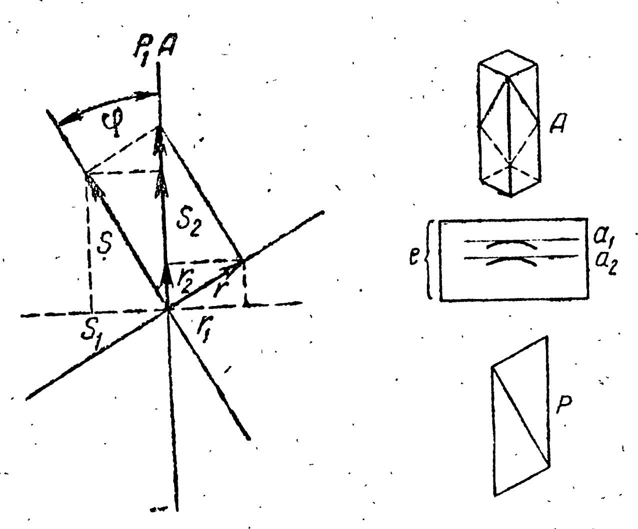


Рис. 23. Интерференция при параллельных николях.

Рис. 24. Объяснение сущности разности хода.

Взаимоотношения между этими величинами следующие:

$$e = v_1 t_1;$$
$$e = v_2 t_2;$$
$$R = v(t_1 - t_2) = v \cdot \frac{e}{v_1} - v \cdot \frac{e}{v_2} = e\left(\frac{v}{v_1} - \frac{v}{v_2}\right).$$

Если принять, что скорость света в воздухе $v = 1$, получаем

$$R = e\left(\frac{1}{v_1} - \frac{1}{v_2}\right) = e(N_1 - N_2).$$

В том случае, когда луч проходит перпендикулярно к сечению индикатрисы $N_g N_p$, получаем:

$$R = e(N_g - N_p).$$

Лучи, выходящие из минерала, отличаются своими фазами. Разность этих двух фаз δ равна разности хода R, умноженной на 2π и деленной на длину волны применяемого монохроматического света.

$$\delta = \varphi_1 - \varphi_2 = \frac{2\pi}{T} t_1 - \frac{2\pi}{T} t_2 = \frac{2\pi}{\lambda} R.$$

Здесь T — период колебания.

Подставляя значение $R = e(N_g - N_p)$, получаем:

$$\delta = \frac{2\pi}{\lambda} \cdot e(N_g - N_p).$$

Если отставание одной волны относительно другой в минерале равно целому числу волн или четному числу полуволн $2n\frac{\lambda}{2}$, в анализаторе при условии скрещенности николей они обладают противоположными фазами и гасятся; поле зрения для данной длины волны или цвета будет темным.

Если же отставание равно нечетному числу полуволн $(2n\pm1)\frac{\lambda}{2}$, то из анализатора они выходят в одинаковых фазах и, следовательно, усиливают друг друга; поле зрения становится в тех же условиях светлым.

Интерференционная окраска. Пластинка минерала, расположенная между скрещенными николями так, что направления колебаний в ней параллельны колебаниям в поляризаторе и анализаторе, находится в положении угасания. При повороте столика она просветляется; наибольшее просветление получается тогда, когда она становится в диагональное положение, т. е. направления колебаний в ней образуют угол 45° с сечениями николей.

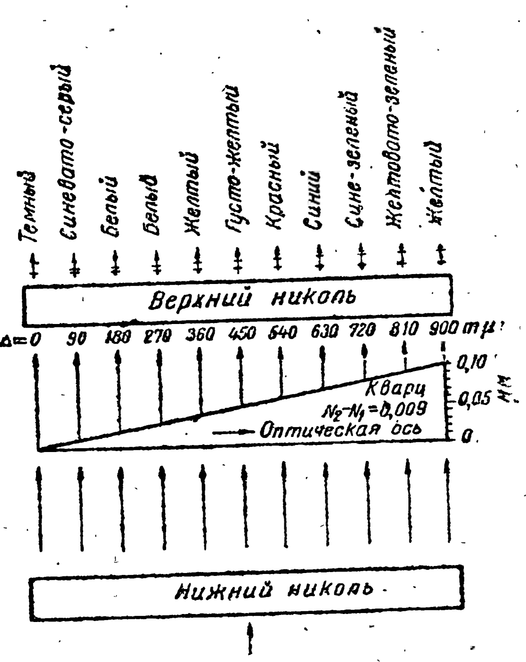


Рис. 25. Кварцевый клин и интерференционные цвета.

При применении белого света наблюдаются явления интерференции значительно более сложные. Они вызывают появление некоторой интерференционной окраски, также достигающей наибольшей интенсивности при диагональном положении разреза минерала.

Кварцевый клин (рис. 25). Из кварца вырезают параллельно его оптической оси клин, обычно так, чтобы длина его совпадала с направлением колебаний N_p; по мере утолщения кварцевого клина постепенно увеличивается, согласно вышеприведенной формуле, разность хода; толщину клина в том или ином месте его и разность хода можем обозначить в миллимикронах (mμ).

К каждой отдельной точке кварцевого клина применимо уравнение $R=e\,(N_g-N_p)$. Если тонкий конец клина имеет толщину (идеальную) Om · μ, разность хода в этой точке будет равна, согласно этому уравнению, нулю. По мере увеличения толщины клина e соответственно увеличивается и разность хода. Если она достигает величины, равной полуволне какого-либо цвета, например она будет равна 198 mμ (полуволна $\frac{\lambda}{2}$ фиолетового цвета), то при скрещенных николях окончательная разность хода будет равна целому числу волн фиолетового цвета $\left(\frac{\lambda}{2}+\frac{\lambda}{2}=\lambda\right)$.

При применении монохроматического фиолетового света в этих условиях поле зрения будет освещено. То же будет наблюдаться там, где разность хода для того же цвета будет $\frac{3}{2}\lambda, \frac{5}{2}\lambda, \frac{7}{2}\lambda\ldots$ Наоборот,

там где разность хода в пластинке будет равна 396 mμ, что соответствует целой волне λ фиолетового цвета, конечная разность хода будет равна $\frac{3}{2}\lambda$ фиолетового цвета; получится полное уничтожение фиолетового цвета. То же получится во всех тех точках кварцевого клина, в которых по мере увеличения толщины его разность хода будет равна 2λ, 3λ, 4λ для фиолетового цвета.

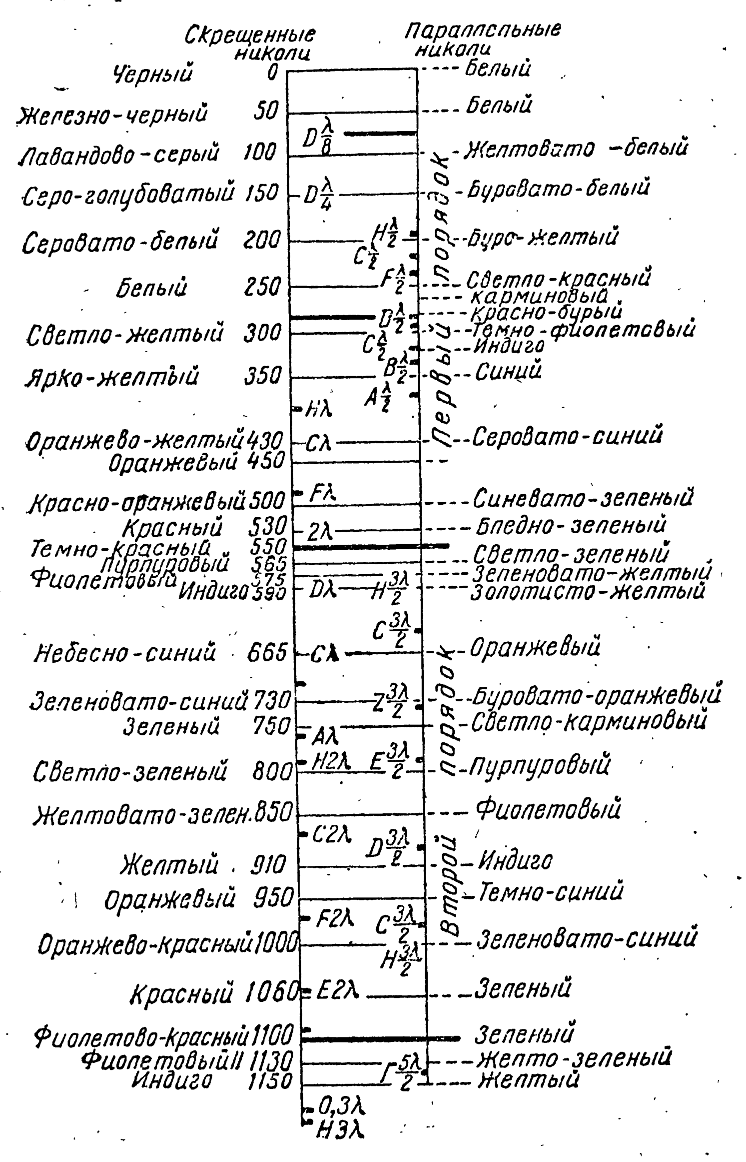


Рис. 26. Интерференционные цвета при скрещенных и параллельных николях.

То же рассуждение мы можем применить к каждому другому цвету, причем, как известно, длины волн видимого света могут иметь значения от 380 mμ (фиолетовый цвет) до 760 mμ (красный цвет).

Так как длина волн разного цвета различна, причем длина волны красного цвета примерно в два раза больше длины фиолетового цвета, в разных точках кварцевого клина получается погасание различных

цветов каждый раз, когда разность хода для них равна целой волне его; яркость достигает максимума, когда эта разность равна полуволне или нечетному числу полуволн.

Применяя при изучении явлений интерференции в кварцевом клине, т. е. в пластинке с переменной толщиной, монохроматический свет, между скрещенными николями получаем темные и светлые полосы. Они расположены в тех частях клина, где разность хода равна четному числу полуволн, и тем ближе одни к другим, чем короче длина волны применяемого света.

При пользовании белым светом взамен черных и светлых полос наблюдается чередование тех или иных цветов. В самом начале кварцевого клина интенсивность света очень слаба, так как разность хода, например, в 100 mμ не достигает величины полуволны ни для одного из цветов спектра. Разность хода между 200 и 300 mμ близка к полуволне фиолетового, наименее яркого цвета, и не особенно разнится от полуволн других цветов; при смешении всех этих цветов получается белый цвет первого порядка.

При дальнейшем увеличении разности хода (толщины кварцевого клина) постепенно ослабляется фиолетовый цвет и усиливается желтая окраска, как это видно на табл. I, особенно яркая при разности хода около 410 mμ (угасает фиолетовый цвет), затем усиливаются оранжевый и красный цвета. При разности хода около 600 mμ выпадает желтый цвет (длина волны λ его 589 mμ) и резко выступает фиолетовый цвет (разность хода равна $1^1/_2$ λ его). Получаемая окраска очень чувствительна к изменению разности хода. Небольшое изменение ее вызывает смену окраски: при уменьшении разности хода — на красную, при увеличении ее — на синюю.

Далее идет смена цветов в том порядке, как это указано на рис. 26.

При применении параллельных николей получаются интерференционные цвета, дополнительные к цветам, выступающим при скрещенных николях, как это видно на рис. 26.

Аномальные интерференционные окраски

При изложении связи разности хода и интерференционной окраски, наблюдаемой при скрещенных николях, предполагается, что величина силы двупреломления не зависит от длины волны применяемого света. В большинстве минералов это близко к действительности. Но в некоторых минералах сила двупреломления так заметно зависит от длины волны, что в результате интерференции в скрещенных николях возникают некоторые специфические окраски, весьма характерные для этих минералов.

При условии, что $N_g - N_p$ для красного света меньше, чем для фиолетового, возникают так называемые супернормальные окраски: густосиние у везувиана, чернильно-сизо-серые у цоизита, неестественно яркие у эпидота. Если $N_g - N_p$ для красного цвета больше, чем для фиолетового, возникают ржаво-бурые и бурые субнормальные цвета, характерные для некоторых хлоритов. Когда $N_g - N_p = 0$ для средних цветов спектра, получается аномальная тускло-индигово-синяя или фиолетовая интерференционная окраска (некоторые хлориты, везувианы).

Оптические аномалии

При изучении минералов в скрещенных николях иногда можно констатировать наличие двойного лучепреломления у кристаллов кубической сингонии. Наиболее часто это встречается в гранате, причем

участки кристалла, обнаруживающие двупреломление, располагаются или последовательными зонами или образуют различно оптически ориентированные секторы. Такое аномальное двойное лучепреломление возникает в связи с натяжениями внутри изотропного вещества, например в кристаллах граната вследствие его зонального строения, связанного с неодинаковым составом отдельных зон в нем.

Методы определения силы двупреломления

Наибольшая разность показателей преломления $N_g - N_p$ или сила двупреломления для различных минералов крайне разнообразна. Она изменяется в известных пределах соответственно химическому составу минерала. Поэтому с и л а д в у п р е л о м л е н и я ч р е з в ы ч а й н о х а р а к т е р н а д л я м и н е р а л о в и служит важнейшим диагностическим признаком для ряда их.

Приступая к определению силы двупреломления ($N_g - N_p$), необходимо прежде всего найти в шлифе разрез исследуемого минерала, обладающий наиболее высокой интерференционной окраской среди присутствующих разрезов его. В том случае, когда встречается затруднение с определением п о р я д к а окраски, помогает наблюдение над окраской края разреза минерала там, где этот разрез выклинивается и где благодаря этому получается более или менее узкая полоска, в которой, как в маленьком кварцевом клине, видна смена интерференционных цветов вплоть до желтоватого или серовато-белого и белого первого порядка. Если разрез окрашен в интерференционные цвета II порядка, в краевой части его видна одна тоненькая полоска фиолетового I порядка; если окраска разреза III порядка, видны две фиолетовые полоски I и II порядка. Эти фиолетовые полоски кажутся черными благодаря слабому действию фиолетового цвета на глаз.

В том случае, когда окраска минерала, например роговой обманки, зеленая, белый цвет I порядка не изменяет ее; эту зеленую окраску самого минерала не следует смешивать с зеленой интерференционной окраской. Необходимо отметить, что коричневые цвета минералов затушевывают в особенности фиолетовую интерференционную окраску минерала; особенно слабо видна она в том случае, если минерал окрашен в зеленый цвет (некоторые роговые обманки).

При определении силы двупреломления минералов особенно часто пользуются т а б л и ц е й М и ш е л ь - Л е в и. Эта таблица дает возможность легко получать в ряде случаев достаточно точные результаты.

Применяя формулу $R = e(N_g - N_p)$, можно графически выразить зависимость между разностью хода (или соответствующей ей интерференционной окраской), толщиной шлифа и силой двупреломления.

Мишель-Леви построил такую диаграмму и предложил пользоваться ею для графического решения всех задач, связанных с применением формулы $R = e(N_g - N_p)$.

В этой диаграмме по оси абсцисс наносятся величины разности хода, выраженные в mμ (миллимикронах), по оси ординат — толщины шлифов в *мм*; радиальные прямые соответствуют величинам силы двойного лучепреломления $N_g - N_p$. Числовые значения их нанесены на верхнем и правом обрезах таблицы. Для облегчения пользования таблицей нанесены также окраски, соответствующие разности хода в том порядке, как они проявляются при непрерывном увеличении разности хода в кварцевом клине. Цвета делят на порядки, заканчивая каждый порядок фиолетовым цветом. По мере увеличения разности хода после II порядка яркость окрасок ослабевает в связи с одновременным смешением различных цветов.

Найдя в шлифе разрез исследуемого минерала, отличающийся наиболее высокой интерференционной окраской, можно определить соответствующую величину силы двойного лучепреломления, характерную для него.

Для этого на таблице Мишель-Леви подбираем соответствующую окраску и проводим горизонтальную линию, отвечающую толщине шлифа. На месте пересечения вертикальной окрашенной и горизонтальной линий находим радиальную линию, и по ней на обрезе таблицы — величину двупреломления.

Возможно решение и обратной задачи: по данной окраске и двупреломлению известного минерала определить толщину шлифа. Для этого находим на обрезе таблицы величину двупреломления, по радиальной линии доходим до заданной окраски; затем по горизонтали на левом обрезе таблицы находим искомую толщину шлифа. Этим способом при помощи соответствующего разреза кварца или полевого шпата обычно и определяется толщина шлифа.

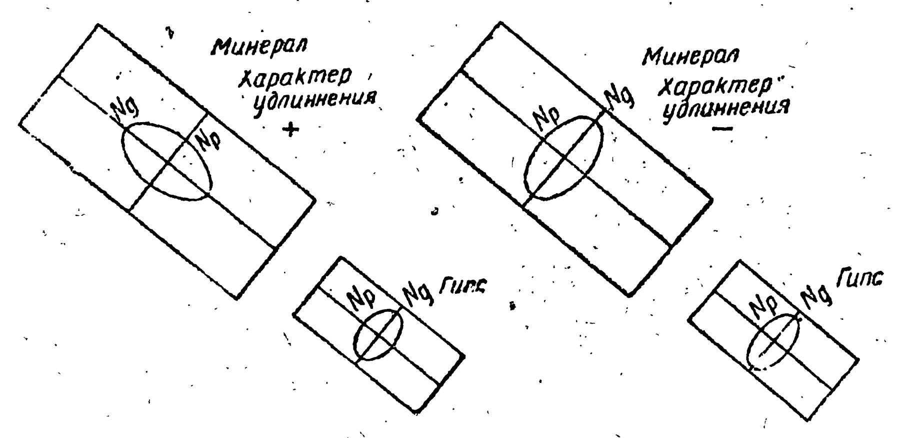


Рис. 27. Гипсовая пластинка; понижение интерференционной окраски.

Рис. 28. Гипсовая пластинка; повышение интерференционной окраски.

Компенсаторы. Для определения оптических направлений в минералах пользуются компенсаторами, главным образом гипсовым, дающим между скрещенными николями чувствительные фиолетовые цвета I или II порядка. Обычно с направлением удлинения компенсатора совпадает N_p'.

Для того, чтобы провести наблюдение, минерал устанавливают в скрещенных николях на угасание, затем поворачивают столик на 45°, т. е. до наибольшего просветления минерала. Вдвигают в соответствующее отверстие в тубусе микроскопа компенсатор. Если наблюдается повышение окраски, т. е. происходит сдвиг окраски вправо по таблице Мишель-Леви, то N_p' компенсатора совпадает с N_p' минерала (рис. 27). Если же наблюдается понижение окраски, т. е. сдвиг окраски по той же таблице происходит налево, то N_p' компенсатора совпадает с N_g минерала (рис. 28). Так как разность хода в компенсаторе фиолетового цвета I порядка равна 575 mμ, то в том случае, когда в минерале она равна 150 mμ (серый цвет I порядка) при совпадении N_p' компенсатора с N_p' минерала получается разность хода, равная 725 mμ (синий цвет), при несовпадении их — 425 mμ (оранжевый цвет).

При оценке изменений интерференционной окраски, получающейся при введении гипсового компенсатора, следует твердо помнить, что повышение или понижение окраски учитывается или по отношению к окраске гипсовой пластинки — в том случае, когда разность хода, даваемая кристаллом, меньше разности хода компенсатора, или по отношению к исследуемому минералу, если создаваемая им разность хода больше разности хода компенсатора.

При изучении минерала различают также характер его удлинения. Общепринято, что если по длине кристалла располагается N'_g, удлинение его положительное, если N_p' — отрицательное.

С л ю д я н а я п л а с т и н к а в ¼ λ. Разность хода, получаемая в такой пластинке, равна 150 mμ; она в ряде случаев дает характерные изменения окрасок, в особенности окрасок I и II порядков; так, вдвинутая в тубус микроскопа, она изменяет желтый цвет II порядка

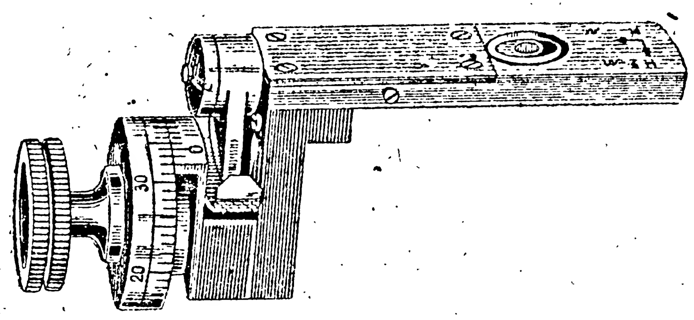


Рис. 29. Компенсатор Берека.

($R = 860$ mμ) при повышении окраски в красный цвет II порядка, при понижении — в зелено-голубой цвет того же порядка.

Гипсовая и слюдяная пластинки могут быть заменены мусковитом. Для тех же целей может быть использован и к в а р ц е в ы й к л и н, обычно удлиненный по N_p', последний дает все цвета, начиная от I до III, иногда и IV порядка и может вызывать значительные понижения окраски минералов.

Компенсатор Берека (рис. 29). Особенно точные определения силы двойного лучепреломления производятся при помощи компенсатора Берека. Устройство его чрезвычайно просто. Основной частью является пластинка кальцита (исландского шпата) толщиной около 0,1 *мм*, вырезанная перпендикулярно к оптической оси; пластинка вращается в обойме вокруг оси, перпендикулярной к оптической оси кальцита. Между скрещенными николями в нулевом положении прибора («30») виден широкий черный крест (в параллельном свете). Вращение пластинки замеряется делениями на небольшом лимбе с нониусом. При вращении пластинки получается увеличение разности хода до максимальной, дающей между скрещенными николями интерференционную окраску до III—IV порядка. Пластинка вделана в металлическую рамку той же формы, как и гипсовый и слюдяной компенсаторы, и вставляется в то же отверстие в тубусе микроскопа, куда вставляются и они. С направлением длинной стороны компенсатора Берека совпадает N_g кальцита.

Каждый компенсатор Берека имеет свою константу C, которую следует определить перед началом работы. При определении величины двупреломления с помощью компенсатора Берека пользуются специальными таблицами, приложенными к каждому компенсатору.

Компенсатором Берека можно заменять также компенсаторы слюдяный в $^1/_4\ \lambda$ и «гипсовый» при определении оптических направлений в минерале. При работе с компенсатором Берека устанавливают разрез минерала в диагональном положении. Вдвигают компенсатор Берека в положении 30°, иначе легко испортить прибор. Вращая его пластинку, наблюдают за повышением или понижением окраски минерала. и устанавливают направление N_g' и N_p' последнего, имея в виду, что с длиной компенсатора совпадает ось N_g. Компенсатором Берека или кварцевым клином удобно пользоваться для определения оптических направлений на разрезах с большой разностью хода. При малой разности хода (сравнительно низких интерференционных окрасках) пользуются пластинками $^1/_4\ \lambda$ в «гипсовой» I порядка.

Угасание. В кристаллах различных сингоний положение главных оптических направлений находится в тесной зависимости от положения и количества элементов симметрии. В кристаллах квадратной и гексагональной сингоний оптическая ось совпадает с вертикальной осью. В кристаллах ромбической сингонии, оптические свойства которых выражаются трехосным эллипсоидом, главные оси индикатрисы всегда совпадают с кристаллографическими осями. В кристаллах моноклинной сингонии, имеющих одну ось симметрии L^2 или плоскость симметрии P или оба эти элемента симметрии вместе, с осью L^2 или нормалью к P обязательно совпадает направление одной из главных осей оптической индикатрисы N_g N_m или N_p. Положение двух остальных осей индикатрисы или совпадает с плоскостью симметрии или они лежат в плоскости, ей перпендикулярной. Наконец, в кристаллах триклинной сингонии ни один из элементов ограничения не совпадает ни с одной из осей индикатрисы.

В кристаллах квадратной, гексагональной и ромбической сингоний обычно особенно резко выражены плоскости призм и пинакоидов, имеющих простые индексы: (100), (010), (001), (110) и др.; для гексагональной — (0001), $(10\bar{1}0)$ и др. Параллельно тем или иным из этих плоскостей идут также направления плоскостей спайности. Эти направления элементов ограничения и трещин спайности часто хорошо видны под микроскопом.

Из сказанного вытекает, что положение индикатрисы в кристалле позволяет определить его сингонию. Действительно, если все три разреза, перпендикулярные осям индикатрисы, обнаруживают прямое угасание, т. е. если оси индикатрисы параллельны трещинам спайности или делят пополам угол между трещинами спайности по призме, то кристалл относится к квадратной или к ромбической сингонии. Если в ориентированных разрезах наблюдаются и прямые, и косые угасания, кристалл принадлежит к моноклинной сингонии. Отсутствие прямых угасаний указывает на триклинную сингонию.

Угасание прямое или параллельное (рис. 30). Прямое или параллельное угасание наблюдается в тех случаях, когда с трещинами спайности или с линиями ограничения совпадают направления колебания. Если между скрещенными николями поместить в центре поля зрения разрез минерала, обладающего прямым угасанием, то он угасает тогда, когда линии ограничения или трещины спайности совпадают с нитями в окуляре (сечениями николей).

Косое угасание (рис. 31). В минералах моноклинной сингонии во всех разрезах, кроме перпендикулярных к плоскости симметрии, в общем наблюдается косое угасание, т. е. при скрещенных николях в положении угасания трещины спайности или линии ограничения образуют больший или меньший угол с колебаниями в николях. В триклинных минералах все разрезы обладают косым угасанием.

При определении угла угасания в диагностических целях необходимо также указывать, с каким оптическим направлением измерен этот угол. Это можно сделать при помощи компенсатора, если известно, как ориентирован разрез относительно оптических или кристаллографических направлений кристалла. В последнем случае можно будет дать лишь **относительную** характеристику оптических направлений, т. е. обозначить их через N_g' и N_p'. В случае же точной оптической ориентировки можно дать направления N_g и N_p, N_g и N_m или N_m и N_p в зависимости от ориентировки разреза.

При определении косого угасания в моноклинных минералах, например в авгите или роговой обманке, находят разрезы с наиболее высокой интерференционной окраской. Устанавливают кристаллографическое направление (линию ограничения или трещину спайности в этих минералах, параллельную вертикальной оси) параллельно одной из нитей и делают первый отсчет на лимбе микроскопа. Поворачивают мине-

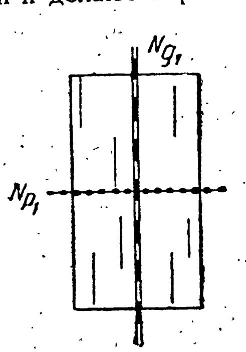


Рис. 30. Прямое угасание.

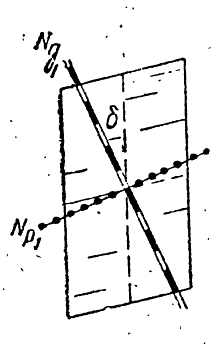


Рис. 31. Косое угасание.

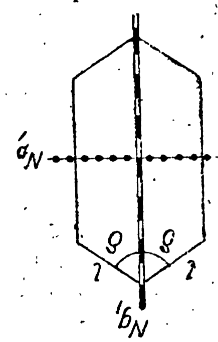


Рис. 32. Симметричное угасание.

рал до угасания и делают второй отсчет; разница между отсчетами дает угол угасания. Для определения оптического характера замеренного направления поворачивают столик так, чтобы направление угасания, совпадавшее с нитью в окуляре, с которой совмещалось кристаллографическое направление, заняло диагональное положение, параллельное направлению вдвигания компенсатора; вдвинув компенсатор, наблюдают понижение или повышение окраски и тем самым устанавливают оптическое направление в минерале.

Угол угасания по отношению к кристаллографической оси обычно отмечается следующим образом: например $c:N_m$, или $c:N_g$; и т. д., когда измерялся угол с третьей кристаллографической осью, или: N_g: (010), если угол измерялся по отношению к плоскости (010) и т. д.; имеются и другие способы обозначения.

Симметричное угасание (рис. 32). В ряде минералов, главным образом ромбической и моноклинной сингонии, поперечные разрезы кристаллов которых обладают ромбическими очертаниями, а трещины спайности пересекаются под косыми углами, наблюдается симметричное угасание; линии ограничения или трещины спайности образуют равные углы с направлением угасания; к числу таких минералов относятся роговая обманка, пироксены и др.

в) Исследования между двумя николями в сходящемся свете

В отличие от исследований в параллельном свете, исследования в сходящемся свете дают возможность видеть одновременно все те изменения, которые претерпевают плоскополяризованные лучи при про-

хождении через кристалл в различных направлениях. С этой целью производится изменение установки микроскопа в том отношении, что он превращается в к о н о с к о п; для этого под столиком помещается короткофокусная линза (конденсор), фокус которой должен находиться в изучаемом минерале, что достигается передвижением вверх осветителя; объектив малого или среднего увеличения заменяется объективом с сильным увеличением, передняя линза которого также короткофокусная.

При этих исследованиях необходимо прежде всего точно центрировать микроскоп; это дает возможность улавливать интерференционные фигуры даже в очень мелких зернах. Конденсор вместе с осветительным аппаратом подымают почти до отказа, притом так, чтобы все поле зрения микроскопа было хорошо освещено. Для этого устанавливают изучаемый минерал в фокусе микроскопа, достигая наилучшей видимости его, и несколько опускают или подымают осветительный аппарат, пока не получится хорошее освещение поля зрения. Затем можно поступать двояким образом.

1. С к р е щ и в а ю т н и к о л и и в ы н и м а ю т о к у л я р (м е т о д Л а з о). Тогда характерная интерференционная фигура очень малых размеров появляется непосредственно над объективом. Исследователи, страдающие близорукостью, не всегда могут видеть ее. Для дальнозорких фигура кажется особенно резко выраженной и отчетливой, несмотря на свои малые размеры.

2. Н е в ы н и м а я о к у л я р а и с к р е с т и в н и к о л и, в т у б у с м и к р о с к о п а в д в и г а ю т л и н з у Б е р т р а н а (м е т о д Б е р т р а н а). В фокусе системы окуляр — линза Бертрана появляется довольно крупная интерференционная фигура, такая же, как и в первом случае, но в общем менее ясная, несколько расплывчатая. Улучшить фигуру можно при помощи диафрагмы (щелевой или ирисовой), которой в некоторых микроскопах снабжена линза Бертрана; путем поднятия или опускания выдвижной трубы верхней части тубуса в некоторых микроскопах, или линзы Бертрана — в других, можно придать интерференционной фигуре большую резкость.

При применении метода Лазо целесообразно рассматривать интерференционную фигуру через диафрагму в виде металлического диска или бумажной накладки с отверстием в центре; диафрагма накладывается на верхний конец тубуса, после того, как вынут окуляр.

В сходящемся свете в одноосных и двуосных минералах получаются характерные интерференционные фигуры, по которым легко определять осность минерала, его оптический характер и другие особенности.

Одноосные минералы. Наиболее характерными разрезами одноосных минералов, которые изучаются в сходящемся свете, являются:

1) перпендикулярные к оптической оси;
2) параллельные оптической оси;
3) несколько косые по отношению к ней.

Р а з р е з ы, п е р п е н д и к у л я р н ы е о п т и ч е с к о й о с и, в параллельном свете узнаются при скрещенных николях по их не изменяющейся при вращении столика микроскопа темной окраске. В сходящемся свете через такой разрез проходят лучи, которые идут частью параллельно оптической оси минерала, частью под различными углами к ней. Лучи, выходящие в центре поля зрения, идут параллельно оптической оси и гасятся анализатором.

Лучи, образующие углы с оптической осью, обнаруживают тем большую силу двупреломления, чем больше этот угол. Одновременно увеличивается путь, который проходят лучи по минералу. Так как $R' = e\ (N_g' - N_p')$, разность хода при этом увеличивается, интерферен-

ционная окраска повышается, оставаясь одинаковой на равных расстояниях от центра поля зрения; получаются «изохроматические» («изос» — одинаковый, «хромос» — цвет) кольца, интерференционная окраска которых одинакова на всем их протяжении, она повышается по мере увеличения диаметра колец (рис. 33).

Диаметр колец определенной окраски тем больше, чем меньше толщина шлифа и чем меньше сила двупреломления минерала. При одинаковой толщине пластинки, например, 0,03 *мм*, у кварца, сила двупреломления которого $N_g - N_p = 0{,}009$, т. е. очень мала (рис. 34), кольца выходят за пределы поля зрения; в цирконе, сила двупреломления которого $N_g - N_p$ около 0,060 (рис. 35), в поле зрения появляются яркие изохроматические кольца; в кальците ($N_g - N_p = 0{,}172$) видно большое число узких изохроматических колец (рис. 36).

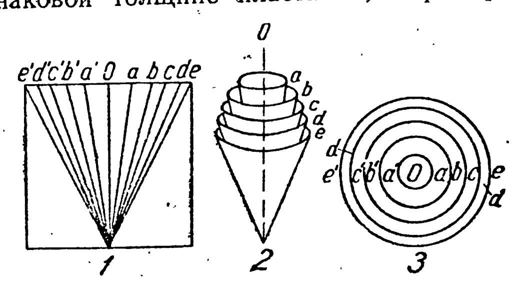


Рис. 33. Изохроматические поверхности для сходящегося света (*2*) и их сечения (*1* и *3*).

В разрезах перпендикулярных оптической оси, в поле зрения колебания света происходят в главной оптической плоскости кристалла и перпендикулярно к ней (рис. 37). Поэтому при скрещенных николях в поле зрения виден черный крест, балки которого параллельны направлениям колебаний в николях.

В том случае, когда **разрез косой**, т. е. не вполне перпендикулярен к оптической оси, центр креста находится вне центра поля зрения и при вращении столика описывает тем большую окружность

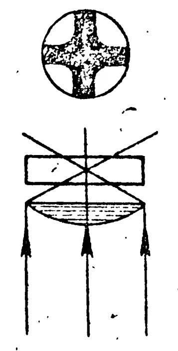


Рис. 34. Интерференционная фигура в кварце.

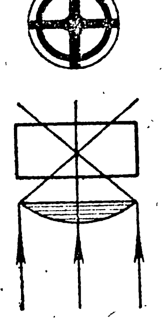


Рис. 35. Интерференционная фигура в цирконе.

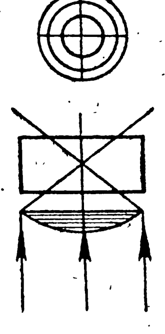


Рис. 36. Интерференционная фигура в кальците.

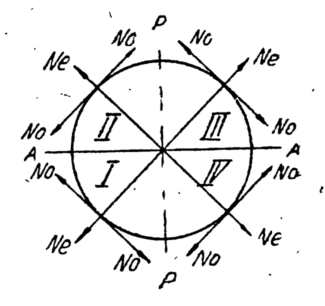


Рис. 37. Объяснение получения интерференционной фигуры в одноосном кристалле, в разрезе, перпендикулярном к оптической оси.

вокруг центра поля зрения, чем более скошен разрез. Одновременно через центр поля зрения поочередно проходят балки креста, располагаясь при этом параллельно нитям окуляра (рис. 38а).

При особенно косом разрезе через центр поля зрения проходят балки поочередно, но центр креста находится за пределами поля зрения (рис. 38b).

Разрезы, параллельные оптической оси, в параллельном свете при скрещенных николях отличаются от других наиболее

высокой интерференционной окраской; в сходящемся свете в них наблюдается характерная интерференционная фигура, в которой при диагональном положении оптической оси интерференционная окраска от центра поля зрения повышается в направлении, перпендикулярном оптической оси, в обе стороны от центра; это получается благодаря тому, что косые лучи дают тем большую разность хода в этом направлении, чем больший угол с осью микроскопа они образуют; наоборот, в направлении оптической оси разность хода уменьшается и интерференционная окраска понижается. Например, в кристалле скаполита в центре поля зрения окраска может быть красной I порядка, по направлению оптической оси она сменяется оранжевой, перендикулярно к ней — фиолетовой. При вращении столика в поле зрения входят две темные ветви гиперболы, покрывающие его; поле зрения при параллель-

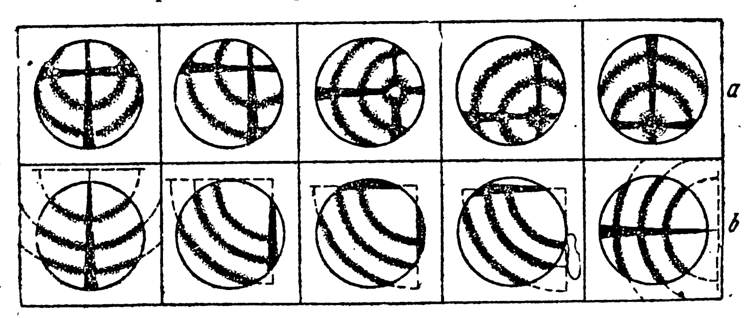


Рис. 38. Фигуры одноосных кристаллов и косых разрезов.

ном положении становится темным; при дальнейшем вращении ветви гиперболы расходятся *в направлении оптической оси* и наибольшая яркость интерференционных окрасок получается в диагональном положении.

При определении оптического характера пользуются компенсаторами. Находят разрез минерала, возможно более перпендикулярный к оптической оси; получают фигуру черного креста, после чего вводят в прорез тубуса тот или иной компенсатор, направления N_g и N_p в котором известны, и наблюдают за изменением окраски в поле зрения; при этом имеют в виду, что в интерференционной фигуре разреза, *перпендикулярного к оптической оси*, колебания *обыкновенного* луча совершаются в направлении, *перпендикулярном главной оптической плоскости*, т. е. плоскости, в которой находятся луч и оптическая ось или проекция ее; колебания луча необыкновенного происходят *в главной оптической плоскости* и одновременно перпендикулярно к колебаниям луча обыкновенного.

При введении гипсовой пластинки I порядка вместо черного креста получается фиолетовый (фиолетово-красный) крест; *в квадрантах* его наблюдаются:

1. *В кристаллах оптически положительных перпендикулярно к N_p' компенсатора — два синих пятна, параллельно N_p' — два желтых пятна* (рис. 39);

2. *В кристаллах оптически отрицательных перпендикулярно к N_p' компенсатора появляются два желтых пятна, а параллельно ему — два синих* (рис. 40).

При применении слюдяной пластинки $1/4\lambda$:

В оптически положительных кристаллах перпендикулярно N_g' компенсатора появляются два черных пятна (рис. 41); *в кристаллах оптически отри-*

цательных — черные пятна располагаются параллельно N_g' его (рис. 42).

Кварцевый клин дает те же эффекты, как и гипсовая пластинка I порядка, также и слюдяная $\frac{1}{4}\lambda$, в зависимости от того, насколько глубоко вдвинут он в прорез в тубусе.

Компенсатор Берека дает те же результаты исследования, как и кварцевый клин, в зависимости от степени поворота кальцитовой

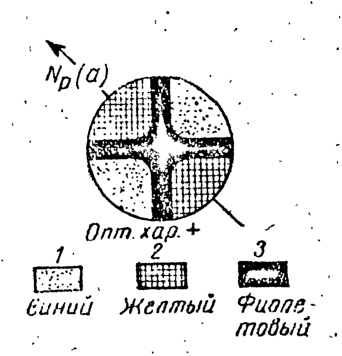


Рис. 39. Результаты применения гипсовой пластинки в оптически положительных одноосных кристаллах.

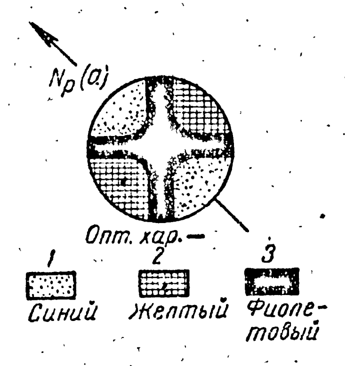


Рис. 40. Результат применения гипсовой пластинки в оптически отрицательных кристаллах.

пластинки. Надо помнить, что с длиной обоймы компенсатора Берека совпадает направление N_g.

Двуосные минералы. Наиболее характерные разрезы в двуосных минералах следующие:

1. Разрезы, перпендикулярные к острой (I) биссектрисе.

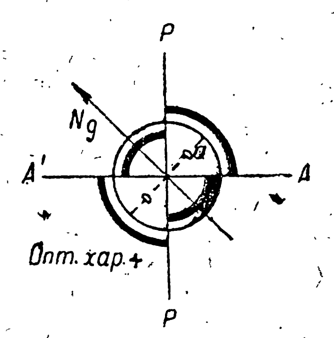


Рис. 41. Результат применения слюдяной пластинки в оптически положительных кристаллах.

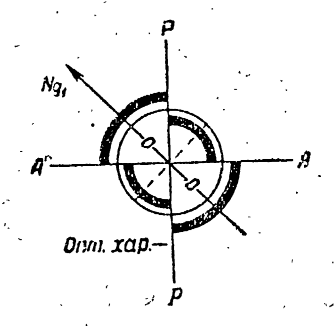


Рис. 42. Результат применения слюдяной пластинки в оптически отрицательных кристаллах.

2. Разрезы, перпендикулярные к оптической оси.

Разрезы, перпендикулярные острой биссектрисе, дают в сходящемся свете особенно характерные интерференционные фигуры. В том случае, когда угол оптических осей достаточно мал и в поле зрения микроскопа в сходящемся свете выходят обе оптические оси, а плоскость оптических осей располагается параллельно поляризатору или анализатору, места выходов оптических осей между скрещенными николями не будут действовать на поляризованный свет.

По мере удаления от мест выходов оптических осей разность хода лучей постепенно увеличивается; вокруг выхода каждой из двух оптических осей получаются круги равной разности хода и, следовательно, с одинаковой постепенно повышающейся интерференционной окраской, как это характерно для разреза, перпендикулярного оптической оси одноосного минерала. При дальнейшем увеличении расстояния от выходов оптических осей, изохроматические круги при достаточной толщине пластинки приходят в соприкосновение друг с другом и образуют так называемые лемнискаты, т. е. изохроматические эллипсовидные, напоминающие восьмерки — как бы сжатые в средней части, замкнутые кривые.

Так как шлифы обладают обычно малой толщиной, изохроматические кольца и кривые видны только в минералах с особенно большой силой двупреломления.

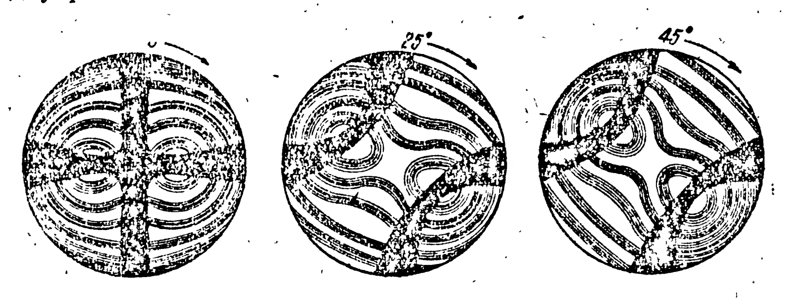


Рис. 43. Фигура в сходящемся свете кристаллов оптически двуосных в разрезах, перпендикулярных к острой биссектрисе.

В монохроматическом свете получается чередование черных и светлых колец и лемнискат.

Так как колебания около выходов оптических осей и во всем поле зрения частью параллельны направлениям колебания в поляризаторе и в анализаторе, получаются и в монохроматическом, и в белом свете темные полосы; одна из них, обычно более тонкая, особенно у выходов оптических осей, проходит через оптические оси параллельно следу плоскости оптических осей, другая, более широкая, перпендикулярно к плоскости оптических осей (рис. 43). Эти две темные полосы дают черный крест, видимый однако только в том случае, когда плоскость оптических осей параллельна сечению одного из николей.

При повороте пластинки на некоторый угол черный крест распадается на две кривые, проходящие обязательно через выход оптических осей; при повороте пластинки в диагональное положение, т. е. на 45° сравнительно с первым, получаются две темные линии — изогиры, в вершине каждой из которых находятся выходы оптических осей. Обе изогиры особенно тонки у выходов оптических осей и постепенно расширяются к своим концам; своей выпуклой стороной они всегда обращены к выходу острой биссектрисы.

Расстояние между вершинами изогир при одном и том же объективе и той же установке микроскопа тем меньше, чем меньше угол оптических осей $2V$; при особенно малом угле $2V$ обе оптические оси могут слиться друг с другом и дать картину кристалла одноосного.

Отыскание разрезов, перпендикулярных острой биссектрисе, производится следующим образом. Так как с острой биссектрисой совпадает ось N_g в оптически положительных минералах, или N_p в оптически отрицательных, параллельно плоскости оптических осей проходит тупая биссектриса, совпадающая соответ-

ственно либо с N_p, либо с N_g, а с направлением, перпендикулярным плоскости оптических осей, — ось N_m или оптическая нормаль N.

Следовательно, для такого рода разрезов характерна та или иная средняя интерференционная окраска разреза, с силой двупреломления $N_m—N_p$, в положительных, $N_g — N_m$ в оптически отрицательных минералах.

Поэтому необходимо искать разрезы, дающие интерференционную окраску среднюю между наиболее высокой и наиболее низкой (темной). Найдя разрез со средней интерференционной окраской в параллельном свете при среднем увеличении при скрещенных николях и установив такой разрез в центре поля зрения, сменяют установку микроскопа на сходящийся свет и наблюдают интерференционную фигуру. Если при вращении столика получают попеременно то черный крест, то две расходящиеся изогиры, которые при дальнейшем вращении столика снова сходятся в центре поля зрения, разрез перпендикулярен острой биссектрисе; в том случае, если выходы вершин изогир не видны, трудно решить, перпендикулярен ли данный разрез острой или тупой биссектрисе. Следовательно, разрезы, перпендикулярные к острой биссектрисе, можно легко узнавать лишь в тех случаях, когда угол оптических осей минерала невелик ($2V$ около 40°—25° при объективе № 7 и меньше).

Разрезы, перпендикулярные оптической оси (рис. 44), характеризуются следующим: оптическая ось выходит

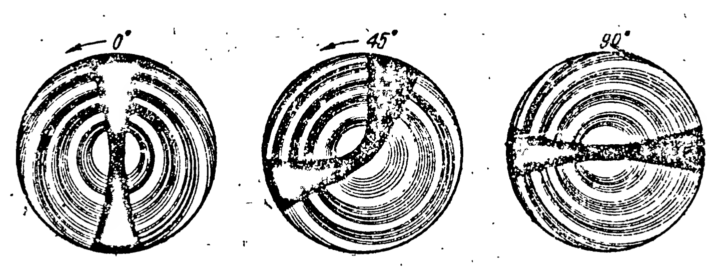


Рис. 44. Фигуры в сходящемся свете в двуосных кристаллах в разрезах, перпендикулярных к оптической оси.

в центре поля зрения; через нее проходит изогира, тем больше отличающаяся от прямой линии, т. е. тем более сильно изогнутая, чем меньше угол $2V$. Если угол $2V$ равен 90°, получается изогира в виде прямой полосы.

При вращении столика микроскопа против часовой стрелки, изогира вращается по часовой стрелке. Если сила двойного лучепреломления достаточно велика или достаточно велика толщина шлифа, вокруг выхода оптической оси могут быть видны изохроматические кольца.

Разрезы, перпендикулярные оптической оси, значительно легче находить в параллельном свете, чем все остальные, в частности разрезы, перпендикулярные острой биссектрисе, так как они особенно слабо действуют на поляризованный свет. Разрезы их в параллельном свете между скрещенными николями черные, темносерые, в некоторых минералах также одинаково низко окрашены и не изменяют своей низкой интерференционной окраски при вращении столика микроскопа.

Особенности интерференционной фигуры зависят не только от направления разреза. Они изменяются также в связи с изменением толщины пластинки и силы двупреломления минерала. Чем меньше толщина пластинки или же сила двупреломления минерала, тем больше

диаметры изохроматических колец — вплоть до отсутствия этих колец в поле зрения, и одновременно утолщаются изогиры.

Определение оптического характера двуосных минералов. В разрезе, перпендикулярном острой биссектрисе, расположение оптических направлений следующее: по линии, проходящей через места выходов оптических осей, проектируется тупая (*II*) биссектриса; острая (*I*) биссектриса проектируется в виде точки в центре поля зрения, оптическая нормаль *N* в виде перпендикуляра к *I* и *II* биссектрисам и к плоскости оптический осей.

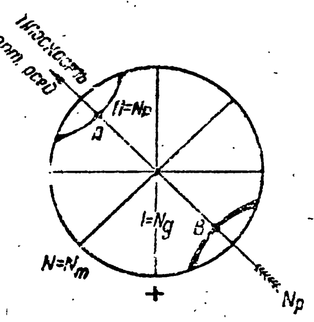


Рис. 45. Распределение оптических направлений N_g–N_m, и N_p в разрезе, перпендикулярном к острой биссектрисе, в положительных кристаллах.

Для определения оптического характера плоскость оптических осей ставится в диагональное положение, по которому вдвигаются компенсаторы. Изогиры, располагаясь симметрично по отношению к центру поля зрения, обращены выпуклой стороной к месту выхода острой биссектрисы (рис. 45).

В случае оптически положительного минерала с проекцией тупой биссектрисы между выпуклыми сторонами изогиры совпадает направление N_p, параллельно оптической нормали — N_m. В присутствии компенсатора в этой части поля зрения наблюдается повышение окраски, если по длинной стороне компенсатора расположена N_p (рис. 45) (или понижение, если расположена N_g) (рис. 46).

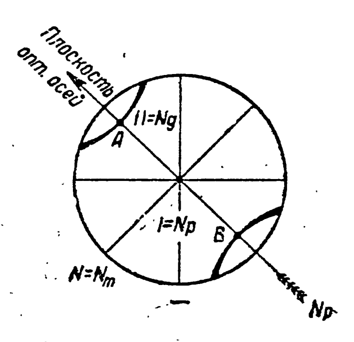


Рис. 46. То же в отрицательных кристаллах.

В частях поля зрения, находящихся на вогнутой стороне изогир, проектируется не N_p, а N_g и поэтому наблюдается обратное явление — понижение окраски, при совпадении с нею N_p' компенсатора в оптически положительных минералах, (повышение — в отрицательных).

Особенно резко проявляется повышение или понижение окраски около выхода оптической оси. Изогира получает окраску, характерную для данного компенсатора (например фиолетовую I порядка); распределение окраски около нее при условии совпадения N_p' компенсатора с проекцией тупой биссектрисы во внутренней части поля следующее:

В положительном минерале на вогнутой стороне изогиры получается желтая окраска (понижение), на выпуклой синяя (повышение) (рис. 47).

В оптически отрицательном минерале наоборот — на вогнутой стороне получается синяя окраска (повышение), на выпуклой желтая (понижение) (рис. 48).

Те же явления наблюдаются и в разрезе, перпендикулярном оптической оси, где они выступают более резко, так как более резко выражены изогира и ее изогнутость.

В разрезах, параллельных плоскости оптических осей, т. е. обладающих наиболее высокой интерференционной окраской, в сходящемся свете наблюдается фигура, сходная с фигурой раз-

реза, параллельного оптической оси одноосного минерала. В ней также наблюдается явление повышения и понижения окраски от центра поля зрения, в зависимости от того, как располагается острая и тупая биссектриса; понижение наблюдается по направлению острой биссектрисы, более резко выраженное повышение интерференционной окраски по направлению тупой биссектрисы. Однако явления такого рода наблюдаются сколько-нибудь отчетливо в случае сравнительно малого угла оптических осей.

Основные правила, применяемые при определении оптического характера, следующие:

1. Удобнее всего находить разрезы, перпендикулярные к оптической оси как в одноосных, так и в двуосных минералах. Они находятся в скрещенных николях в параллельном свете по их наиболее низкой интерференционной окраске и по отсутствию изменения освещенности разреза при вращении столика микроскопа.

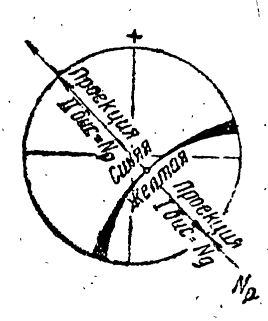


Рис. 47. Распределение направлений N_g и N_p в разрезах, перпендикулярных оптической оси в положительных кристаллах.

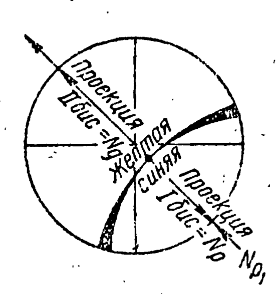


Рис. 48. То же, в отрицательных кристаллах.

2. В одноосных минералах можно пользоваться также и косыми разрезами до тех пор, пока удается точно определить, с каким из квадрантов мы имеем дело.

3. В двуосных минералах при большом угле оптических осей, когда изогира приближается к прямой линии, разрезы, образующие большой угол с оптической осью, могут привести к неправильным выводам, так как трудно определять направление, в котором изогнута изогира. Поэтому необходимо выбирать разрезы, возможно более перпендикулярные к оптической оси, т. е. такие, в которых оптическая ось выходила бы возможно более близко к центру поля зрения.

4. Разрезами, перпендикулярными к острой биссектрисе, можно пользоваться лишь в тех случаях, когда одновременно видны обе изогиры, в противном случае можно смешать такой разрез с разрезом, перпендикулярным к тупой биссектрисе, и прийти к неправильным выводам.

5. Удобны также косые разрезы, в которых одновременно видна и изогира (оптическая ось не выходит из поля зрения и изогира вращается вокруг нее) и острая биссектриса (изогиры сходятся и расходятся около точки выхода острой биссектрисы). Такие разрезы отличаются сравнительно низкой для данного минерала интерференционной окраской; находятся в значительной степени случайно.

Дисперсия оптических осей и биссектрис (рис. 49). Угол оптических осей для волн различного света не всегда одинаков, в результате чего положение изогир также не остается

постоянным (рис. 49). В одних случаях угол оптических осей для красного цвета больше, чем для синего, и тогда изогиры для синего цвета сближаются, а изогиры для красного цвета располагаются на большем расстоянии от выхода острой биссектрисы; благодаря этому получается характерная красноватая окраска на выпуклой стороне изогиры (погашены синие лучи). В том случае, когда угол оптических осей для красного цвета меньше, чем для синего, окраска на выпуклой стороне синеватая, на вогнутой — красноватая. В некоторых случаях дисперсия проявляется очень резко, в других она почти совершенно незаметна.

Обычно дисперсия оптических осей выражается следующей формулой:

$r > v$, если угол оптических осей для красного цвета больше, чем для синего, и

$r < v$, если угол оптических осей для красного цвета меньше, чем для синего.

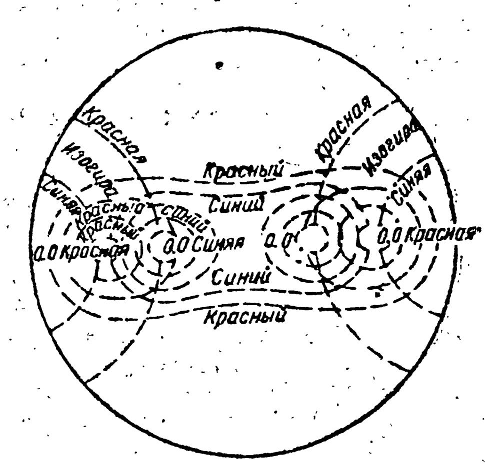


Рис. 49. Дисперсия оптических осей.

Дисперсия оптических осей для ряда минералов является вспомогательным диагностическим признаком.

В кристаллах ромбических наблюдается только дисперсия оптических осей; в кристаллах же моноклинных и триклинных, кроме того, наблюдается дисперсия биссектрис, т. е. различное расположение биссектрис в кристалле в зависимости от длины волн, другими словами — от цвета; эта дисперсия обычно слабо выражена и мало характерна. Лишь в некоторых случаях, благодаря дисперсии биссектрис, нельзя одновременно совместить с нитью окуляра направление световых колебаний для красного и фиолетового цветов. Благодаря этому в параллельном свете нет возможности получить полное погасание разреза; при повороте столика микроскопа разрез приобретает то буровато-коричневую, то синевато-серую или иную интерференционную окраску, но полного угасания не происходит; в таком случае угол угасания определяется отдельно в синем и красном свете; для этого в прорез в тубусе вдвигается пластинка со стеклами красного и синего цвета или пластинка Меланхолина с несколькими цветными стеклами.

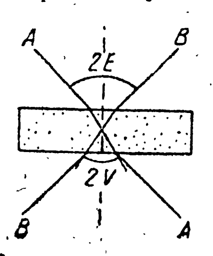


Рис. 50. Углы $2E$ и $2V$.

Измерение угла оптических осей. Для минералов определенного состава величина действительного угла оптических осей $2V$ является обычно характерной константой. В ряде случаев она закономерно изменяется одновременно с изменением химического состава минерала.

Обычно при определении д е й с т в и т е л ь н о г о угла оптических осей $2V$ измеряется сперва к а ж у щ и й с я угол оптических осей $2E$. Лучи, идущие в минерале по оптической оси, вступая в другую среду, преломляются. При переходе из минерала с бóльшим показателем преломления в среду с меньшим показателем преломления, например в воздух, лучи отклоняются от перпендикуляра; поэтому вместо данной величины действительного угла оптических осей $2V$ получается б ó л ь ш и й кажущийся угол оптических осей $2E$.

Связь между действительным $2V$ и кажущимся $2E$ углами оптических осей выражается следующей формулой (рис. 50).

$$\sin V = \frac{\sin E}{N_m}.$$

Достаточно малые углы оптических осей измеряются под микроскопом в сходящемся свете на обычном столике в тех случаях, когда видны обе изогиры или же видна острая биссектриса и выход оптической оси одновременно; для этого пользуются окулярной микрометрической сеткой или линейкой, градуированной по $2V$ известного минерала. Точно измеряются углы оптических осей на Федоровском столике. Общее представление о величине $2V$ получается в разрезах, перпендикулярных оптической оси.

Метод точного определения плеохроизма. Для точного определения плеохроизма удобнее всего пользоваться разрезами одноосных минералов, параллельных оптической оси, двуосных — параллельных плоскости оптических осей; находить их легко, так как они обладают при скрещенных николях наиболее высокой интерференционной окраской.

В этих разрезах определяется окраска минерала по осям индикатрисы N_g и N_p. Окраску по оси N_m удобно находить в двуосных минералах в разрезах, перпендикулярных оптической оси.

Определение плеохроизма производится следующим образом:

1) при скрещенных николях находим разрез с наиболее высокой интерференционной окраской (параллельный N_g и N_p) и помещаем его в центре поля зрения;

2) при помощи компенсатора определяем направления N_g и N_p подобно тому, как это делается при определении угла угасания;

3) совмещаем поочередно оси N_g и N_p с направлением световых колебаний нижнего николя и, выключив анализатор, определяем характер получающейся собственной окраски минерала.

Окраску по N_m в двуосных минералах определяем в разрезе, перпендикулярном оптической оси, или в разрезах, перпендикулярных N_g или N_p тем же способом, как это делаем для направления N_p и N_g.

Результаты изучения плеохроизма записываем следующим образом, например для зеленой роговой обманки:

N_g сине-зеленый $>$ N_m буровато-зеленый $>$ N_p светложелтый. Знак $>$ указывает на сравнительную интенсивность (густоту) окраски по данной оси индикатрисы. Обычно схема интенсивности окраски или, другими словами, абсорбции такая:

$$N_g > N_m > N_p.$$

Значительно реже, например в щелочных роговых обманках, схема абсорбции иная:

$$N_p > N_m > N_g.$$

Исследование двойников (табл. I, фиг. 2 — двойники в роговой обманке; табл. II, фиг. 3 — кордиерит; фиг. 5 — микроклин).

Двойники могут быть простыми, полисинтетическими и сложными. В ряде случаев они служат важным диагностическим признаком, например для таких минералов, как микроклин, плагиоклазы, кордиерит.

Простой двойник узнается по неодновременному угасанию двух половин кристалла — в то время как одна половина угасает, другая остается светлой, и наоборот. Эти половинки располагаются симметрично по отношению к определенной кристаллографической плоскости, которая оказывается или двойниковой плоскостью или

плоскостью срастания; линия, перпендикулярная к двойниковой плоскости, называется двойниковой осью.

В полисинтетических двойниках имеется система полосок, угасающих через одну, — в то время как одна система полосок угасает, другая просветляется, и наоборот. Здесь также различают двойниковую плоскость, совпадающую с определенной кристаллографической плоскостью, или направлением, перпендикулярным к ней; плоскость двойникового срастания и двойниковую ось, перпендикулярную к двойниковой плоскости. Сложные двойники характеризуются тем, что в них одновременно получаются двойники по двум или большему числу двойниковых законов.

При изучении двойников выбирают разрезы, перпендикулярные к двойниковой плоскости; в таких разрезах двойниковый шов будет иметь вид особенно тонкой резко выраженной линии. Определение типа двойников и их законов наиболее точно производится на Федоровском столике и лишь частично на обычном столике.

г) Порядок изучения минералов

При изучении минералов под микроскопом необходимо придерживаться определенных правил систематического исследования их оптических и других свойств, удобнее всего в следующем порядке:

А. В плоскопараллельном свете

I. При одном поляризаторе, с выдвинутым анализатором

1. Форма минералов. 2. Спайность. 3. Окраска. 4. Прозрачность. 5. Показатели преломления (шагреневая поверхность, рельеф, линия Бекке, косое освещение, иммерсия и др.). 6. Включения. 7. Размеры зерен и кристаллов минералов. 8. Относительное количество минералов. 9. Плеохроизм и плеохроичные оболочки.

II. При скрещенных николях

1. Интерференционная окраска. 2. Сила двойного лучепреломления. 3. Углы угасания и ориентировка осей оптической индикатрисы. 4. Аномальные интерференционные окраски. 5. Оптический характер удлинения (оптический знак главной зоны). 6. Дисперсия биссектрис. 7. Двойники.

Б. В сходящемся свете

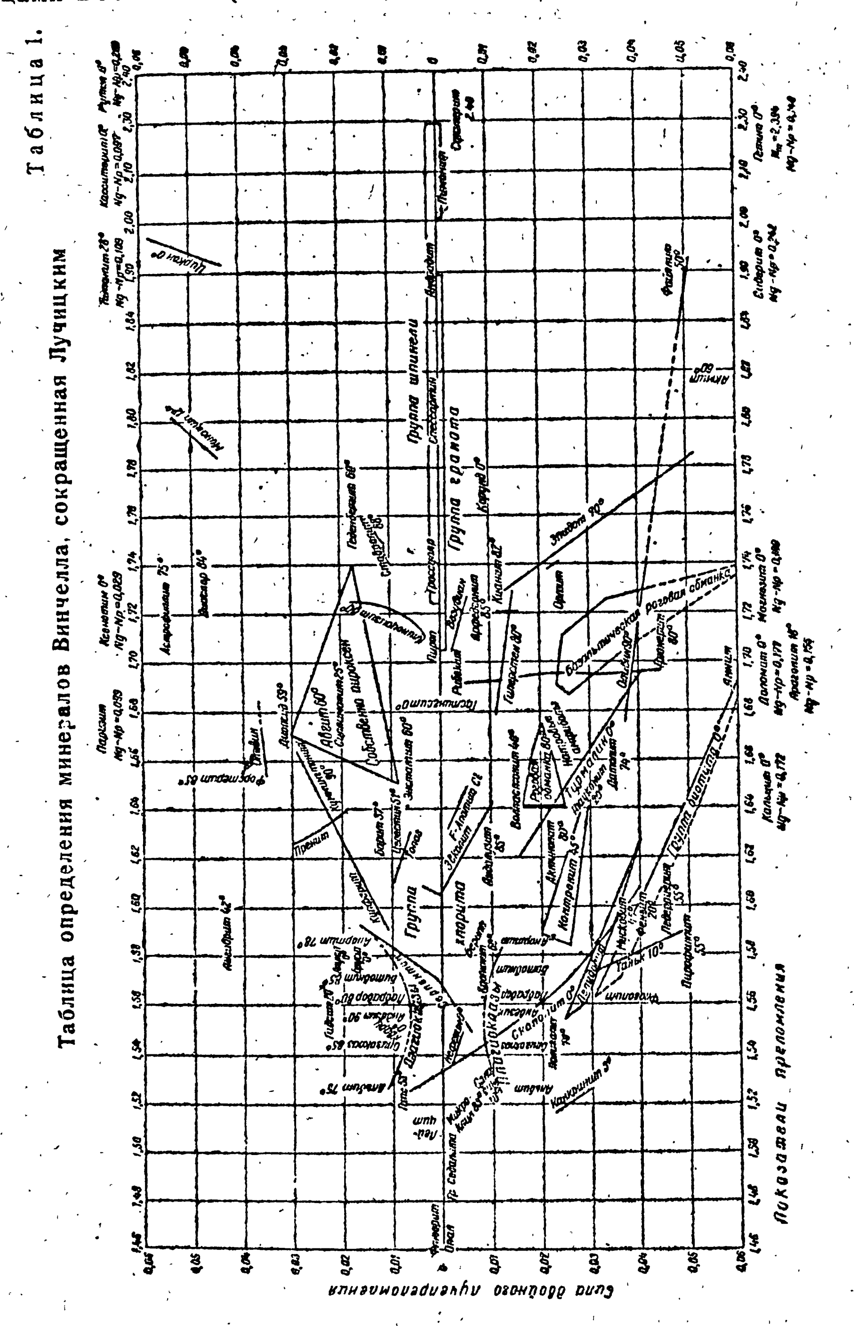
1. Осность. 2. Оптический харакатер минерала. 3. Дисперсия оптических осей. 4. Приблизительная величина углов оптических осей (большая или малая): кажущегося ($2E$) и действительного ($2V$).

Оптическая ориентировка. На основании совокупности данных, получаемых при детальном оптическом анализе минерала в параллельном и сходящемся свете, устанавливают оптическую ориентировку минерала. Оптическая ориентировка минерала заключается в установлении точной связи между кристаллографическими и оптическими свойствами его и выяснения положения N_g, N_m и N_p по отношению к кристаллографическим осям кристалла, осевой окраски (плеохроизма) минерала, положений оптических осей и величины угла между ними. Целесообразно давать одновременно также и схематический чертеж положения констант в минерале.

При изучении минералов целесообразно пользоваться таблицей Винчелла (табл. 1) с некоторыми изменениями В. И. Лучицкого и таблицами Вейншенка (табл. 2 и 3).

Таблица 1.

Таблица определения минералов Винчелла, сокращенная Лучицким



д) Метод Е. С. Федорова

Кроме охарактеризованых выше оптических методов, обычно применяемых к изучению горных пород, широко используется также теодолитный универсальный столик Е. С. Федорова. При работе с этим

Таблица 2

Таблица для определения одноосных минералов в шлифе

N	$N_g - N_p$	До 0,005	До 0,010	До 0,015	До 0,020	До 0,025	До 0,030	До 0,050	До 0,075	До 0,100	Больше 0,100
до 1,55	+		**Кварц** ↓								
до 1,55	−	**Нефелин**					Канкринит				**Кальцит** **Доломит** ↓ Магнезит
1,55 до 1,60	+		↑ **Кварц**		Алунит						
1,55 до 1,60	−		Берилл	Скаполит →				← Скаполит **Биотит** → ↓	← **Биотит** ↓		
1,60 до 1,65	+	**Эвдиалит**									
1,60 до 1,65	−	Апатит Эвколит →	← Эвколит		**Турмалин** ↓			↑ **Биотит** →	↑ ← **Биотит**		Сидерит
1,65 до 1,70	+	Геленит									↑
1,65 до 1,70						↑ **Турмалин**					**Кальцит** Сидерит **Доломит** Магнезит
1,70 до 1,80	+	Везувиан ↓									
1,70 до 1,80	−	↑ Везувиан	Корунд								
1,80	+							**Циркон** →	← **Циркон**	Касситерит Ксенотим	**Рутил**
1,80											Гематит

Таблица 3

Таблица определения двуосных минералов в шлифе

N \ $N_g - N_p$		До 0,005	До 0,010	До 0,015	До 0,020	До 0,025	До 0,030	До 0,050	До 0,075	До 0,100	Больше 0,100
До 1,55	+		Гипс								Аргонит ↓
	−		Халцедон Кордиерит ↓ Каолинит ↓	Лимонит							
1,55 до 1,60	+	Клинохлор →	Накрит Хризотил	← Клинохлор		Гидраргиллит		Ангидрит			
		Пеннин	↑ Каолинит Антигорит ↑ Кордиерит	Хризотил	Антигорит ←	Нонтронит		Пирофиллит Слюды ↓	Тальк		
1,60 до 1,65	+		Целестин Топаз	Барит Топаз	Пренит →			← Пренит			
				Андалузит	Глаукофан ↓	↑ Роговая обманка	Куммингтонит Тремолит Актинолит	Датолит Слюды			

Продолжение

N \ $N_g - N_p$		До 0,005	До 0,010	До 0,015	До 0,020	До 0,025	До 0,030	До 0,050	До 0,075	До 0,100	Больше До 0,100
1,65 до 1,70	+	Цоизит	Цоизит Энстатит			Диаллаг Силлиманит	Форстерит Диопсид Эгиринавгит	Оливин			↑ Арагонит
	−	Рибекит Арфведсонит Ортит →	Рибекит	Гиперстен	Глаукофан	↑ Роговая обманка		Грюнерит			
1,70 до 1,80	+	Клиноцоизит		Клиноцоизит Ставролит	Геденбергит	Авгит	Эгиринавгит Диопсид	Оливин Диаспор Монацит	Астрофиллит		
	−	Сапфирин		Эпидот → Кианит Гиперстен	Кианит		Грюнерит Ортит	Эгирин Гортонолит	← Эпидот Базальтическая роговая обманка		
1,80	+									Титанит →	← Титанит
	−							Фаялит			Гетит Церуссит

столиком получаются особенно точные результаты. Характерной особенностью Федоровского столика является возможность поворачивать и наклонять шлиф горной породы в любом направлении и одновременно отсчитывать углы наклона и поворота его. В результате этого в одном разрезе какого-либо минерала можно определять взаимное расположение кристаллографических и оптических направлений, не передвигая шлифа.

Федоровский столик (рис. 51) снабжен четырьмя осями, кроме оси самого микроскопа, дающими возможность устанавливать шлиф в любом положении. Шлиф зажимается между двумя стеклянными полусферами, образующими в общем шаровидную поверхность. Стеклянные полусферы служат для того, чтобы отделенные от шлифа жидкостью

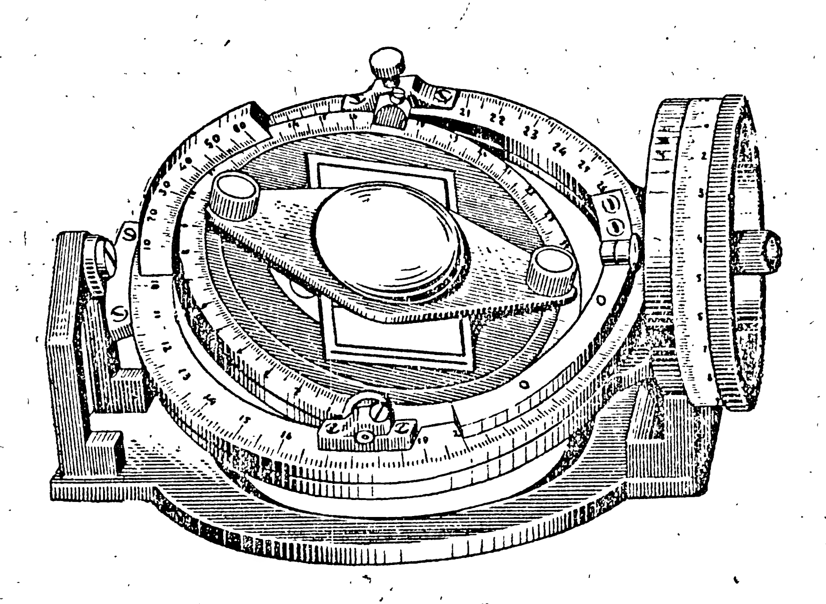


Рис. 51. Федоровский столик.

они могли пропускать лучи, проходящие через разрез минерала по оси микроскопа без преломления при переходе их в воздух.

Пользуясь этим столиком, привинчиваемым к вращающемуся столику микроскопа, можно выяснять природу оптической индикатрисы и относительное расположение осей ее N_g, N_m и N_p внутри кристалла по отношению к главным кристаллографическим направлениям, т. е. выявлять оптическую ориентировку констант минералов, определять углы оптических осей, также показатели преломления и силу двупреломления, и тем самым со значительной точностью определять минералы и устанавливать их оптические свойства.

Особенно широко Федоровский столик применяется к изучению полевых шпатов, главным образом плагиоклазов, а также пироксенов, амфиболов и других минералов.

Федоровский столик в последнее время широко применяется также при структурном анализе горных пород. Он широко используется не только в СССР, но и за границей.

Специальное описание Федоровского столика и способов его применения изложено в руководстве Подногина «Микроскопическое исследование породообразующих минералов по методу Е. С. Федорова» (изд. 2-е, 1937).

В последнее время американский петрограф Эммонс предложил новую несколько видоизмененную систему Федоровского столика — пятиосный столик, а петрограф В. В. Аршинов — упрощенную систему теодолитного столика под названием «полусферы Аршинова».

3. ФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

а) Механический анализ

Целью механического анализа является разделение породы на ее составные части по величине зерен. Механический анализ имеет особенно большое значение при изучении рыхлых горных пород, так как дает возможность: 1) классифицировать породу по ее механическому (гранулометрическому) составу и находить название ее (песок, глинистый песок, песчаная глина, суглинок и т. д.); 2) решать вопросы о практическом значении породы, так как на практике размер зерен породы имеет иногда огромное значение; 3) выделять из горной породы характерные минералы, присутствующие в них иногда в незначительном количестве, в частности тяжелые минералы.

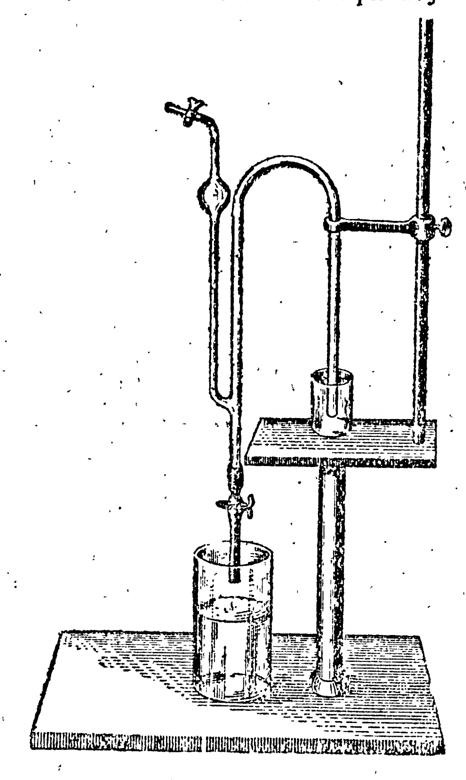


Рис. 52. Прибор Сабанина.

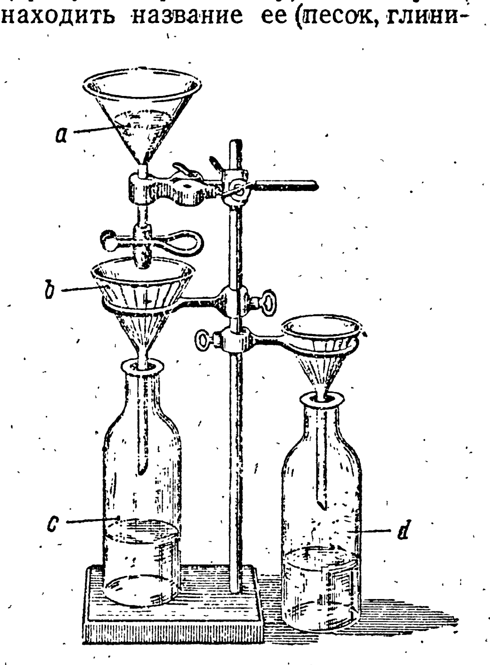


Рис. 53. Прибор для разделения по удельному весу.

Применяя методы механического анализа, твердую породу необходимо раздробить, рыхлую — подготовить к анализу специальными способами; с этой целью рыхлую породу размачивают в воде, взбалтывают с водой, кипятят, обрабатывают соляной кислотой или содовым раствором и т. д.

Ситовый анализ. Наиболее просто применение набора металлических или шелковых сит с минимальным диаметром отверстий 0,1 *мм*. Каждую из пропущенных через сито разного диаметра фракций в отдельности взвешивают и определяют таким образом относительное содержание их в горной породе.

Гидравлические методы. При гидравлическом механическом анализе обычно применяется либо движущаяся вода (метод разделения струями), либо вода неподвижная (метод отмучивания). В первом случае, особенно часто раньше, применялся прибор Шене. В настоящее время широко пользуются методами отмучивания.

Метод отмучивания основан на том, что при взбалтывании рыхлой породы в сосуде с водой взмученная масса отстаивается и на дно быстрее садятся частицы более крупные, в то время как более мелкие могут оставаться во взвешенном состоянии долгое время. Производя взбалтывание в измерительном цилиндре, можно определить относительное количество частиц разного размера.

На этом основан метод Сабанина. Прибор Сабанина (рис. 52) состоит из штатива с полочкой, на которой устанавливается стакан с отметками на нем через каждый сантиметр — 1—2—3—4 *см*. В стакан опускается конец сифона на высоту деления 2 *см*. Под полочкой помещается большая банка для сбора отмученного материала (отмученных фракций). 4 *г* подготовленной рыхлой породы помещают в стакан с водой и взмучивают пробу стеклянной палочкой, после чего дают пробе оседать в течение 100 сек. Через 100 сек. верхние 2 *см* воды сливают при помощи сифона в банку. Расчет времени оседания такой, что при этом в верхнем слое остаются частицы только 0,01 *мм* в поперечнике и менее. При повторении операции несколько раз удаляются из пробы все частицы от 0,01 *мм* и менее.

Оставшаяся часть породы переносится в другой стакан с отметкой 12 *см* и трубка сифона устанавливается на высоте 6 *см*. Повторяют ту же операцию, причем отстаивание продолжается 30 сек. Вторая фракция обрабатывается так же, как и в первом случае, причем удаляются частицы 0,05 *мм* и менее в диаметре. Если проба была пропущена через сито в 0,25 *мм*, то остаточная фракция, очевидно, содержит в себе частицы с диаметром от 0,25 до 0,05 *мм*.

Имеются и другие аналогичные методы, например более сложный и требующий значительно больше времени метод Осборна, далее метод Вильямса, очень близкий к методу Сабанина, дающий возможность брать до 50 *г* породы и др.

б) Метод тяжелых жидкостей

Применение тяжелых жидкостей дает возможность разделять минералы любой породы на фракции с определенными пределами их удельных весов. Благодаря этому удается более точно определять минералы, главным образом те, которые присутствуют в породе в особенно малых количествах. Метод применяется также в тех случаях, когда необходимо выделить из породы тяжелые минералы, играющие роль корреляционных.

Метод основан на том, что минералы с удельным весом таким же, как удельный вес тяжелой жидкости, плавают в ней, более тяжелые оседают на дно сосуда, а более легкие всплывают. Если изменять удельный вес жидкости, прибавляя к ней более тяжелую жидкость, то можно выделять новые фракции из осевших тяжелых минералов; понижая удельный вес жидкости, можно выделять новые фракции из всплывших более легких фракций. Удельный вес жидкости определяется либо весами Вестфаля, либо при помощи индикаторов, т. е. осколков минералов, удельный вес которых заранее определен; удельный вес жидкости равен удельному весу того минерала, который в ней плавает.

Особенно часто применяются жидкость Туле, бромоформ и иодистый метилен. Жидкость Туле представляет собой насыщенный рас-

твор соли состава $HgJ_2 \cdot 2KJ$. Она желтая, с удельным весом 3,1—3,19, очень ядовитая, разъедает кожу, металлы. На солнечном свете разлагается. Удельный вес уменьшается путем прибавления воды; при выпаривании удельный вес первичной жидкости восстанавливается.

Иодистый метилен состава CH_2J_2 — жидкость также желтая, очень подвижная, удельного веса 3,33. Разбавляется ксилолом, бензолом и другими органическими жидкостями. Также очень ядовитая. Разлагается на солнечном свете.

Операцию разделения часто проводят на стеклянной воронке с зажимом внизу. Наливают в воронку тяжелую жидкость, прибавляют исследуемую пробу. После оседания тяжелых минералов отпускают зажим и спускают тяжелую жидкость с тяжелыми минералами в стакан. Прибавляя воду в оставшуюся жидкость, операции повторяют далее, получая новые фракции (рис. 53).

Применяют также более сложную трубку Бреггера с двумя кранами (рис. 54).

Часто для особенно точного разделения минералов применяют центрифуги.

в) Термические методы исследования

В последние годы все шире распространяется применение при изучении главным образом особенно тонкозернистых (тонкодисперсных) горных пород термических методов исследования. Они дают возможность в ряде случаев определять минералы даже при особенно малых размерах их частиц, измеряемых даже долями микронов, не поддающихся изучению их под микроскопом.

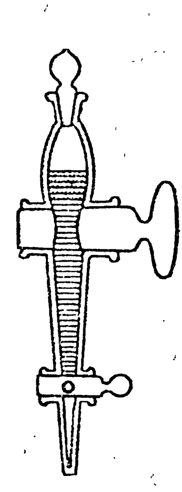


Рис. 54. Прибор Бреггера.

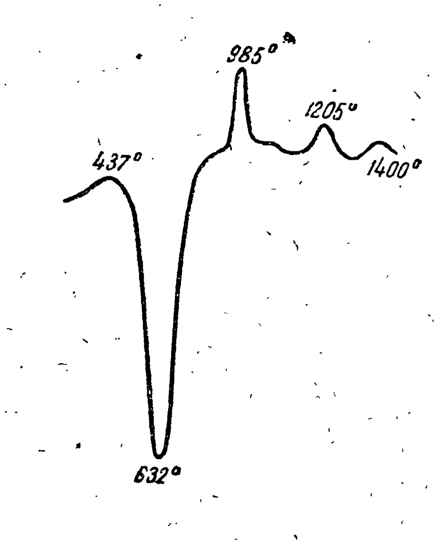


Рис. 55. Термическая диаграмма каолинита.

Термические методы исследования основаны на том, что ряд минералов при нагревании при определенных, разных для различных минералов, температурах либо теряют летучие компоненты (H_2O, CO_2 и др.), либо их структура разрушается независимо от содержания в них летучих компонентов; при этом происходит либо поглощение тепла (*эндотермическая реакция*), либо выделение его (*экзотермическая реакция*); пока не закончится реакция, температура остается постоянной.

Изучая эти процессы в различных минералах, можно в ряде случаев определять эти минералы даже и тогда, когда другие методы не дают определенного ответа. Так, например, тонкодисперсный (коллоидальный) каолинит дает две реакции — одну эндотермическую при 550—600° (потеря воды), другую экзотермическую при 1000° (рис. 55). Доломит при нагревании дает две эндотермические реакции — одну при 915°, другую при 740° (рис. 56), кальцит — одну (рис. 57).

Рис. 56. Термическая диаграмма доломита.

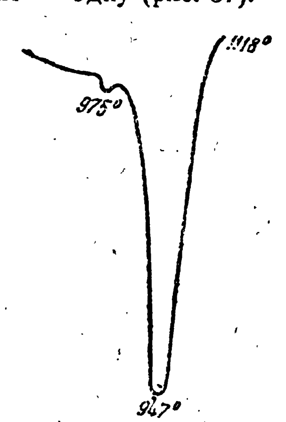


Рис. 57. Термическая диаграмма кальцита.

При изучении термических реакций широко применяются пирометры, из которых наилучшие результаты дает пирометр Н. С. Курнакова, автоматически записывающий ход термического процесса.

Порошок исследуемой горной породы или минерала помещают в платиновый или фарфоровый тигелек высотой 1,3 *см*, в диаметре 1,0 *см*, и в порошок погружают термопару, помещаемую в электропечь с обмоткой из платины, а при температурах ниже 900° — из нихрома, железа и других металлов. Термопара соединяется с гальванометром. Изменения тока смещают положение зеркальца, бросающего световой зайчик на вращающийся барабан со светочувствительной бумагой. Получается запись на этой бумаге с указанием на температуру и время проводимого опыта.

Термический метод особенно широко применяется при изучении таких широко распространенных в осадочных горных породах минералов, как «глинистые» (каолинит, галлуазит, монтмориллонит и др.), карбонатные (доломит, сидерит, кальцит и т. д.), гидратные (гидратные окиси железа, алюминия — гидрогематит, диаспор, гидраргиллит и др.), а также входящие в состав всех групп горных пород — хлориты и др.

Необходимость применения термических методов особенно велика при изучении таких горных пород, как глины, бокситы, железорудные, карбонатные породы и т. д., также хлоритовые, тальковые и т. д.

г) Метод электронного микроскопа

В последние годы широко начал применяться электронный микроскоп в СССР, США, Германии. Обычные микроскопы дают

увеличение частично за пределы 1000 раз, разрешающая сила микроскопа при применении фиолетовых лучей спектра достигает, как максимум, около 4000 раз, электронный микроскоп дает увеличения до 20 000—40 000 раз, и благодаря этому открываются структуры минералов и горных пород, которые ранее без него выявлять не представлялось возможным. Разрешение современных электронных микроскопов достигает 30—50 ангстремов.

д) Метод рентгенографический

Крупное значение имеет при изучении некоторых породообразующих минералов, в особенности тонкодисперсных и горных пород, рентгенографический метод, основанный на пропускании через исследуемый минерал лучей, открытых в 1895 г. Рентгеном и обладающих длиной примерно в 10 000 раз меньшей, чем световые волны.

Широко применяется разработанный Дебай и Шеерером и независимо от них Гуллем (1916) метод изучения рентгеновыми лучами порошков минералов и горных пород.

Рентгеновский метод применяется специалистами-рентгенологами на пробах и образцах минералов и горных пород, передаваемых им геологами, и результаты этих исследований используются последними для соответствующих выводов.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ГЛАВНЕЙШИЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Несмотря на то, что число известных минералов превышает 1500, к породообразующим минералам, т. е. вообще входящим в состав горных пород, можно отнести всего около 150, включая также особо важные минералы, присутствующие в рудных месторождениях. Число тех минералов, которые входят в состав главных горных пород, еще меньше и ограничивается по существу немногими десятками. Наибольшее число, притом важнейших породообразующих минералов, принадлежит силикатам. Поэтому дается краткая характеристика их строения.

Современное представление о структуре силикатов

В результате рентгеноскопических исследований Брегга и других выявлена более точно, чем раньше, структура силикатов, играющих крупнейшую роль в составе горных пород разнообразного происхождения и характера. Установлено, что прежние представления о характере силикатов, как солей различных силикатных кислот — метакислоты H_2SiO_3, ортокислоты H_2SiO_4, поликислот $H_4Si_3O_8$ и т. д., должны уступить место новым представлениям. Согласно им, каждый атом кремния в силикате окружен четырьмя атомами кислорода, расположенными в углах тетраэдра. Более сложна система двойного тетраэдра, когда два тетраэдра связаны друг с другом одной из вершин тетраэдра. В пироксенах тетраэдры располагаются цепочкой, поэтому в структурную формулу строения пироксенов должна входить группа Si_2O_6.

В амфиболах получается двойная цепь, и их структурная формула должна содержать группу Si_4O_{11}.

Если одна четверть атомов Si замещена атомами Al, получается трехмерное решетчатое строение, выражающееся формулой $(Si_3Al)O_8$. Это строение, однако, неустойчиво, так как одна валентность атома кислорода остается свободной. Если эта валентность связывается с K или Na, получается устойчивая форма и кристаллизуется полевой шпат — ортоклаз $K(Si_3Al)O_8$ или альбит $Na(Si_3Al)O_8$. В случае замещения половины атомов кремния алюминием получается группа $(SiAl)O_4$. Это характерно для нефелина $Na(SiAl)O_4$ и для анортита $Ca(Si_2Al_2)O_8$.

В связи с этой точкой зрения атомной структуры можно принять следующую классификацию силикатов:

I. Отдельные группы SiO_4.
II. Отдельные группы Si_2O_7.
III. Отдельные группы в виде колец (Si_3O_9 и Si_6O_{18}).
IV. Бесконечные цепочные структуры Si_2O_6.
V. Бесконечные ленты или двойные цепочки (Si_4O_{11}).
VI. Бесконечные слоистые структуры (Si_4O_{10}).
VII. Пространственные трехмерные структуры $(SiAl)O_2$.

Некоторые из структур силикатов представлены в табл. 4.

Таблица 4

Таблица некоторых из структур силикатов

Отношение (Si, Al) : O	Кислотный O радикал	Группировка радикалов	Примеры	
			формула	минерал
12:48	SiO_4	Простой тетраэдр	Mg_2SiO_4	Форстерит
12:42	Si_2O_7	Двойной тетраэдр	$Ca_2MgSi_2O_7$	Окерманит
12:36	Si_2O_6	Цепочки	$Mg_2Si_2O_6$	Энстатит
12:33	Si_4O_{11}	Лента	$(OH)_2Mg_2O_7(Si_4O_{11})_2$	Антофиллит
12:30	Si_4O_{10}	Слои	$(OH)_2Mg_3Si_4O_{10}$	Тальк
12:24	SiO_2	Решетка (каркас)	SiO_2	Кварц
12:24	$(Si_3Al)O_8$	То же	$K(Si_3Al)O_8$	Ортоклаз
12:24	$(Si_2Al)O_6$	То же	$K(Si_2Al)O_6$	Лейцит
12:24	$(SiAl)O_4$	То же	$Na(SiAl)O_4$	Нефелин

В ряде случаев могут получаться комбинации двух или более типов структур; так, например, в везувиане имеется комбинация простого и двойного тетраэдров.

Изучение породообразующих минералов удобнее всего проводить в том же порядке, в каком производится изучение и горных пород в данном руководстве, распределив их прежде всего по генезису на входящие в состав главным образом 1) магматических, 2) осадочных и 3) метаморфических пород.

I. МИНЕРАЛЫ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

1. МИНЕРАЛЫ МАФИЧЕСКИЕ[1] (ТЕМНОЦВЕТНЫЕ)

а) Группа оливина (табл. II, фиг. 1)

В группу оливина входит ряд минералов, представляющих собой ортосиликаты, т. е. соединения, содержащие четырехвалентную группу SiO_4, с которой соединены в большинстве случаев Mg, Fe'', реже также Ca и Mn.

Сингония ромбическая.

Оливины представляют собой твердые растворы двух конечных членов — форстерита (Mg_2SiO_4) и фаялита (Fe_2SiO_4).

Среди группы оливина выделяют следующие разновидности в зависимости от относительного содержания в них форстерита и фаялита:

1. Форстерит: 0—10% Fe_2SiO_4; $2V$ около +86°.
2. Хризолит (собственно оливин): 10—35% Fe_2SiO_4; $2V = +88$ —81°.
3. Гиалосидерит: 35—60% Fe_2SiO_4; $2V = 81$ до 69°.
4. Гортонолит: 60—75% Fe_2SiO_4; $2V = 69$ до 61°.
5. Фаялит: 75—100% Fe_2SiO_4; $2V = -47°$.

В форстерите 57,7% MgO; 42,9% SiO_2; в фаялите 70,6% FeO; 29,4% SiO_2.

Наибольшим распространением среди изверженных горных пород пользуется собственно оливин (хризолит); в некоторых метаморфических породах присутствует форстерит.

[1] Мафические от Magnium и Ferrum, т. е. магнезиально-железистые.

Оливин (хризолит)

$(Mg, Fe)_2SiO_4$. Ромбический.

$$N_g = 1{,}740—1{,}692; \quad N_m = 1{,}724—1{,}672; \quad N_p = 1{,}704—1{,}656;$$
$$N_g - N_p = 0{,}035 \pm 2.$$

Кремнекислотная группа SiO_4, тетраэдр с отношением $O : Si = 4 : 1$. Оптически отрицательный, частью положительный.

$$2V = 85°—90°; \quad a = N_g; \quad b = N_p; \quad c = N_m \text{ (рис. 59)}.$$

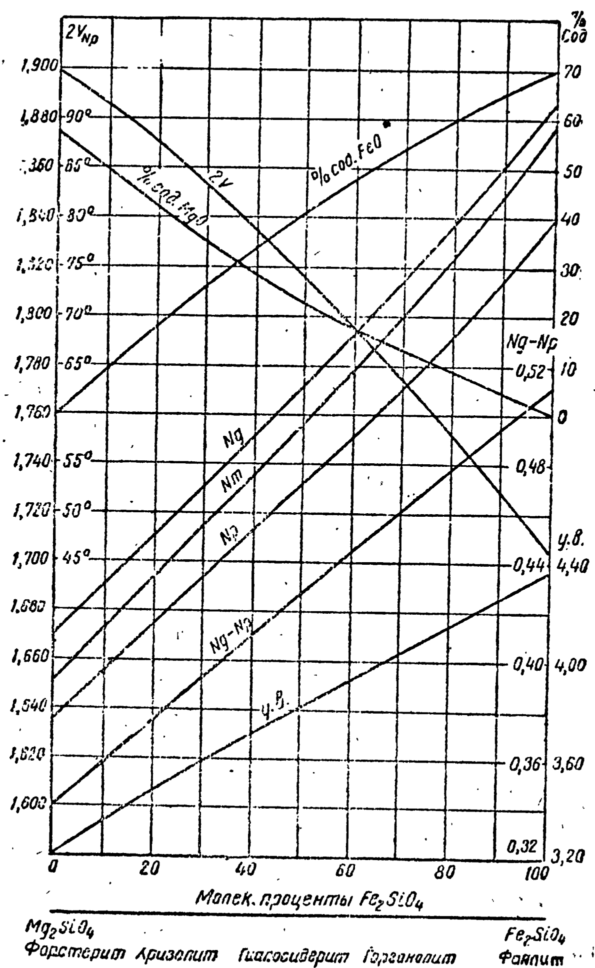


Рис. 58. Оливины. Таблица по Винчеллу.

Он встречается обычно в виде неправильных в общем изометричных зерен, а в излившихся породах — нередко в виде хорошо образованных кристаллов (табл. XIII, фиг. 1).

Спайность лишь редко заметная в виде тонких трещинок по (010); обычны неправильные трещины.

Резко выраженный рельеф и шагреневая поверхность. Бесцветен. Интерференционная окраска в шлифах нормальной толщины обычно до II порядка, на границе с III порядком.

Угасание прямое (параллельно трещинам спайности). Обычно оптический характер отрицательный; оливины, отличающиеся небольшим содержанием FeO, положительны. Плоскость оптических осей (001) (таблица оптических свойств — рис. 58).

При разрушении переходит обычно в бесцветный или зеленоватый слабо поляризующий серпентин, либо волокнистый (хризотил), либо пластинчатый (антигорит). Хризотил развивается по сильно извилистым переплетающимся трещинам. В базальтах и некоторых других породах вместо серпентина иногда образуется буровато-зеленый ярко поляризующий иддингсит.

Оливин легко смешать с бесцветным диопсидом; оливин отличается почти полным отсутствием окраски, в то время как диопсид

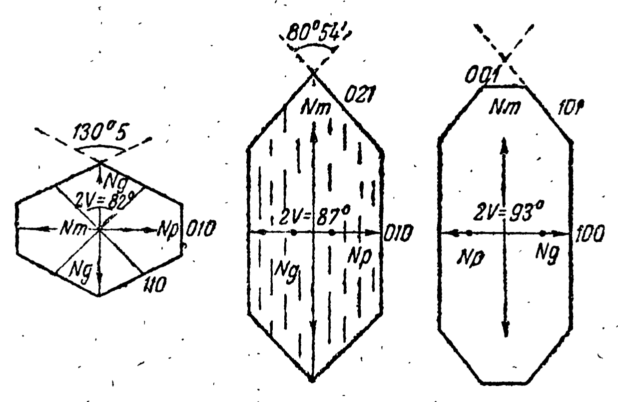


Рис. 59. Оливин.

обычно окрашен, хотя и очень слабо, а также более высоким двупреломлением, большим углом оптических осей и менее ясными трещинами спайности или отсутствием их. Характерны также вторичные минералы, развивающиеся по оливину.

Оливин распространен среди магматических пород, не насыщенных кремнекислотой (перидотиты) и бедных ею (габбро, базальты, диабазы), значительно реже в остальных породах; богатый FeO оливин встречается в гранитах, но очень редко. Иногда в габбровых породах он окружен оболочками пироксена и других магнезиально-железистых минералов.

Характерен парагенез оливина: ромбический и моноклинный пироксены, основной плагиоклаз.

Форстерит в общем сходен с оливином; входит в состав некоторых метаморфических пород, главным образом метаморфизованных кристаллических известняков.

Характерный парагенез форстерита: кальцит, флогопит.

б) Группа пироксенов (табл. I, фиг. 4—6)

(Силикаты, содержащие отдельные группы цепочек Si_2O_6).

Группа пироксенов одна из важнейших среди породообразующих минералов.

Все они представляют собой силикаты с четырехвалентной группой Si_2O_6, чаще всего соединенной с Mg, Fe'', Ca, иногда с Al, Fe''', Na.

Кремнекислородная группа Si_nO_{3n}; цепочка с отношением $O:Si = 3:1$.

Среди пироксенов имеются ромбические и моноклинные.

Обычно кристаллы их короткопризматические, ограниченные плоскостями призмы (110), с углом около 93° (анхиквадратные) и с совершенной спайностью по ней (рис. 60) (табл. I, фиг. 4—6). Часты двойники по (100).

Из пироксенов особенно широким распространением в магматических горных породах пользуются диопсид, диаллаг, авгит, энстатит и гиперстен. Эгирин и эгирин-авгит присутствуют лишь в щелочных породах, особенно сильно обогащенных натрием. Иногда встречается почти одноосный светлоокрашенный, называемый пижонитом, магнезиальный диопсид.

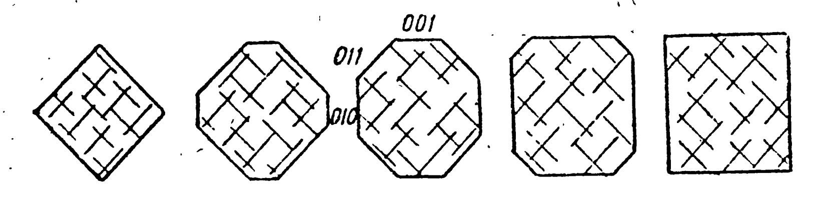


Рис. 60. Пироксены, поперечные разрезы.

Ортопироксены

Энстатит, гиперстен и ферросилит (табл. 5).

(Mg, Fe)SiO_3. Ромбические. $N_g = 1{,}727—1{,}665$; $N_m = 1{,}705—1{,}659$; $N_p = 1{,}716—1{,}656$; $N_g - N_p = 0{,}008—0{,}014$.

У железистых гиперстенов и ферросилитов показатель преломления $N_m = 1{,}73$ и более.

$2V$ у энстатита 60—90°; минерал положительный; у гиперстена $2V$ 90°—55°—90°; минерал отрицательный (рис. 61); у ферросилита $2V$ меньше 90°; минерал положительный.

Таблица 5

Ромбические пироксены (ортопироксены) по Лучицкому

Оптический характер	Содержание молекул энстатита	Название минерала
+	En_{100} — En_{88}	Энстатит
—	En_{88} — En_{12}	Гиперстен
+	En_{12} — En_0	Ферросилит

Оптическая ориентировка: $a = N_p$; $b = N_m$; $c = N_p$ (рис. 61).

Ортопироксены представляют собою твердые растворы двух компонентов — энстатита (En, $MgSiO_3$) и ферросилита (Fs, $FeSiO_3$).

Химический состав энстатита: MgO 40,0%; SiO_2 60,0%; ферросилита: FeO 54,5%; SiO_2 45,5%.

Образуют зерна и призматические кристаллы.

Поперечные разрезы кристаллов ромбических пироксенов почти квадратные или восьмиугольные (рис. 62); спайность совершеная по

призме (110) с углом около 92° (88°). В продольных короткопризматических разрезах наблюдаются тонкие прямолинейные трещины спайности, идущие только по одному направлению.

Благодаря высоким показателям преломления шагреневая поверхность и рельеф довольно резко выражены, тем более сильно, чем больше содержание окислов железа.

Рис. 61. Гиперстен. Вертикальный разрез.

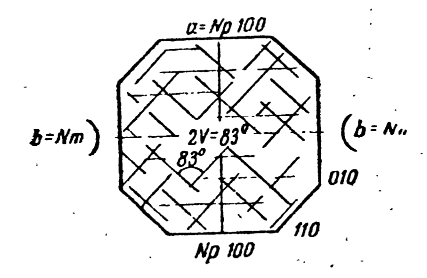


Рис. 62. Гиперстен. Поперечный разрез.

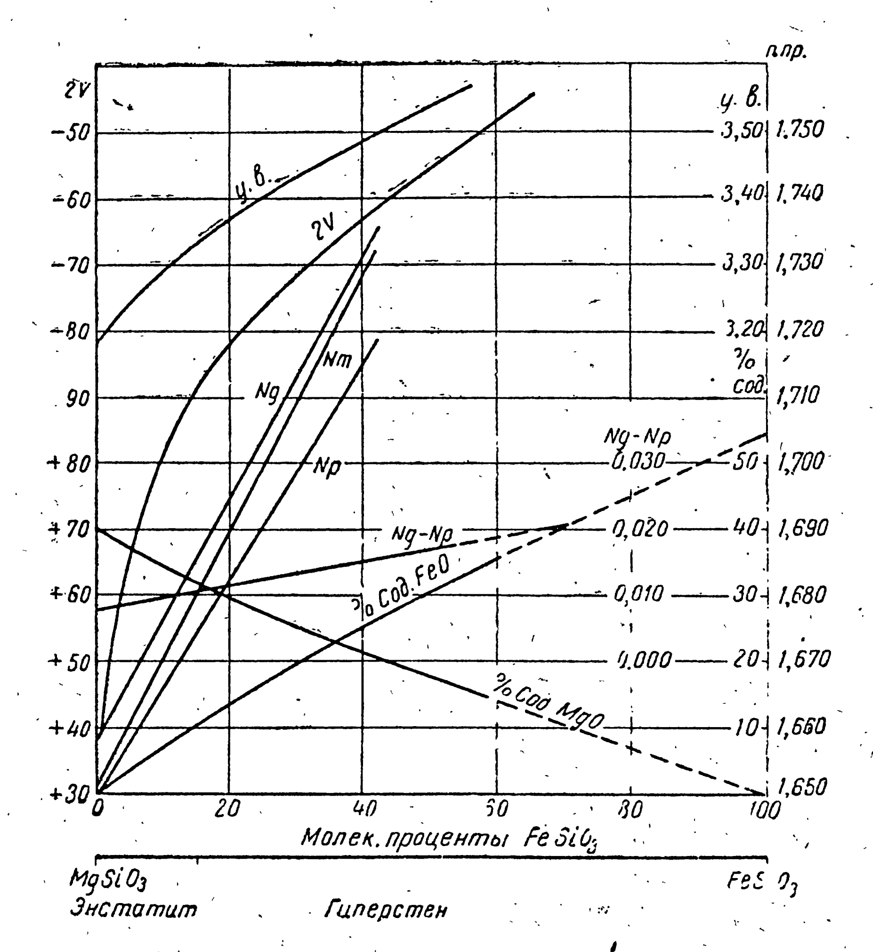


Рис. 63. Ортопироксены. Таблица оптических свойств.

Окраска зависит от содержания окислов железа: энстатит бесцветный, гиперстен обнаруживает заметный плеохроизм разной степени интенсивности; N_g — обычно зеленоватый, N_m — желтый различных оттенков, N_p — розовый, различной интенсивности, до красноватого.

В связи с силой двупреломления, повышающейся от энстатита к гиперстену, наиболее высокая интерференционная окраска при нормальной толщине шлифа от белого до оранжевого. В виде исключения в некоторых случаях сила двупреломления может быть и несколько выше, по Лодочникову — до 0,020.

В разрезах, перпендикулярных к третьей кристаллографической оси, т. е. почти четырехугольных, с трещинами спайности по двум

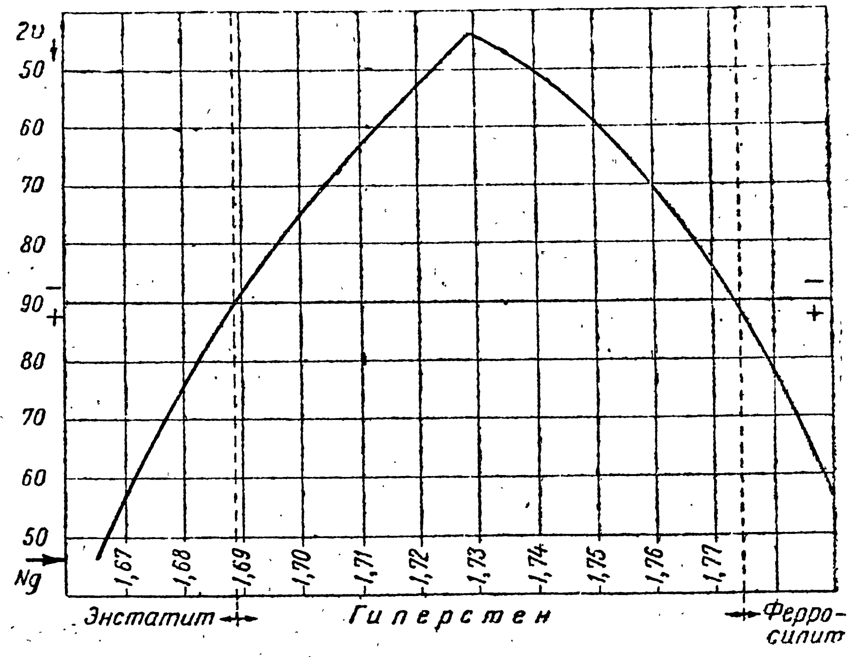


Рис. 64. Таблица оптических свойств ортопироксенов по Гессу и Лучицкому.

направлениям, в сходящемся свете у ромбических пироксенов виден выход биссектрисы, в то время как в моноклинных (диопсиде и авгите) — выход одной оптической оси (изогнутая изогира).

По новейшим данным, вместе с увеличением содержания молекул $FeSiO_3$ в ромбическом пироксене $2V$ сперва увеличивается, достигает максимума при 50% содержания $FeSiO_3$ и затем снова падает; в результате этого ортопироксены с 30 и 78% $FeSiO_3$ обладают одним и тем же углом оптических осей $2V$, равным 70° (рис. 64).

Углы угасания в ромбических пироксенах обычно прямые в вертикальных разрезах. Однако в некоторых из них наблюдаются отклонения от прямого угасания на 5—10° в связи с криптопертитовым типом срастания ромбического пироксена с моноклинным. Возможно также, что ромбические пироксены являются субмикроскопическими, полисинтетическими сдвойникованными кристаллами моноклинного пироксена.

Ромбические пироксены часто преобразуются в крупнопластинчатый серпентин, обладающий пластинчатой формой и низкой интерференционной окраской (бастит), изредка в амфибол или тальк. При

дальнейших изменениях постепенно замещаются карбонатами, хлоритом, различными модификациями кремнекислоты.

Ромбические пироксены особенно часто присутствуют в ультраосновных магматических горных породах как глубинных, так и излившихся, нередко из средних пород в андезитах, где они играют иногда существенную роль, реже в диоритах и гранитах; редко встречаются в составе трахитов и липаритов. Нередко они присутствуют в контактных роговиках, иногда совместно с кордиеритом.

Парагенез очень характерный — обычно с другими магнезиально-железистыми минералами, часто окружая оливин или замещаясь авгитом, роговой обманкой, иногда также и биотитом.

В шлифе ромбические пироксены особенно легко смешивать с моноклинными. Характерным признаком ромбических пироксенов является прямое или близкое к прямому угасание на разрезах, параллельных плоскости оптических осей. Кроме того, на низкополяризующих разрезах в них часто можно видеть волокнистое строение. Характерной является далее более легкая разлагаемость их по сравнению с моноклинными; ортопироксены часто имеют оторочки или трещины, выполненные вторичными минералами. Кроме того, железистые ромбические ортопироксены оптически отрицательны и плеохроичны. От оливина они отличаются некоторой окраской и значительно более низким двупреломлением.

От иногда очень сходного на первый взгляд андалузита ортопироксены, из них особенно гиперстен, отличаются более высоким показателем преломления ($N = 1,655$) и положительным удлинением.

Клиноэнстатит

$MgSiO_3$. Моноклинный.

Кристаллы таблитчаты по (100) и удлинены по вертикали. Хорошая спайность по (110) (88°8′). При 1557° происходит инконгруентное плавление с разложением на форстерит Mg_2SiO_4 и SiO_2.

Плоскость оптических осей (010). $c : N_g = 22°$ в тупом углу β. $2V = 53\frac{1}{2}°$.

$N_g = 1,660$; $N_m = 1,654$; $N_p = 1,651$; $N_g - N_p = 0,009$. Бесцветный, желтоватый; окраска усиливается с увеличением содержания FeO. В шлифе бесцветен.

Чисто магнезиальная разность встречается очень редко в магматических горных породах и в метеоритах; слабо железистые разности в некоторых диабазах и часто в каменных метеоритах.

Клиногиперстен

(Mg, Fe) SiO_3. Моноклинный.

Связан переходами с клиноэнстатитом. Граница между ними условно принимается при содержании 12% FeO. Кристаллы призматические, удлиненные по вертикали. Характерны полисинтетические двойники по (100). Хорошая спайность по (110).

Плоскость оптических осей (010). $c : N_g = 29°$ в тупом углу β. Угол $2V$ большой. Частично разлагается HCl. В одноосном пироксене (п и ж о н и т е) из Мулла при 27,7% FeO и содержании клиногиперстена около 78% и 15% диопсида клиногиперстен с отношением Fe : Mg = 1 : 1 должен иметь $2V$ (+) = 30°; $c : N_g = 40°$; $N_g = 1,73$; $N_m = 1,715$; $N_p = 1,713$; $N_g - N_p = 0,017$.

Пижонит

$m(Mg, Fe)SiO_3 \cdot nCaMgSi_2O_6$. Моноклинный.

$N_g = 1,711 - 1,741$; $N_m = 1,691 - 1,714$; $N_p = 1,690 - 1,717$; $N_g - N_p = 0,021 - 0,030$. $2V = 0 - 40°$.

Оптически положительный. $c:N_g=40$—$45°$.

Пижонит представляет собой непрерывную смесь клиноэнстатита и диопсида и далее от энстатита или клиноэнстатита до всех типов твердых растворов диопсид-геденбергита.

Характерная особенность его — малый угол оптических осей, иногда равный 0°.

По внешнему виду пижонит сходен с диопсидом. Часты обыкновенные двойники по (100). Ясная спайность по (110). Уд. вес 3,2—3,4. При малом содержании CaO плоскость оптических осей перпендикулярна к (010), при содержании CaO свыше 7—10% она параллельна (010). Оптический характер всегда положительный; $2V$ непостоянный, меняющийся даже в одном кристалле.

Дисперсия усиливается с содержанием железа. В шлифе бесцветный или слабо окрашен и плеохроичен: N_g зеленоватый, N_m слабо буроватый, N_p желтовато-зеленый.

Легко переходит в серпентин. Обычные изменения его, как в авгите. Нередко встречается в диабазах, реже в базальтах, габбро и других основных породах.

Наиболее характерное отличие от всех других пироксенов — малый угол оптических осей.

Диопсид и геденбергит

Диопсид

$Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$. Моноклинный.

$N_g=1{,}727$—$1{,}694$; $N_m=1{,}706$—$1{,}672$; $N_p=1{,}697$—$1{,}667$; $N_g-N_p=0{,}029$.

Оптически положительный. $2V=58$—$60°$; $c:N_g=37$ и до $44°$ (рис. 65).

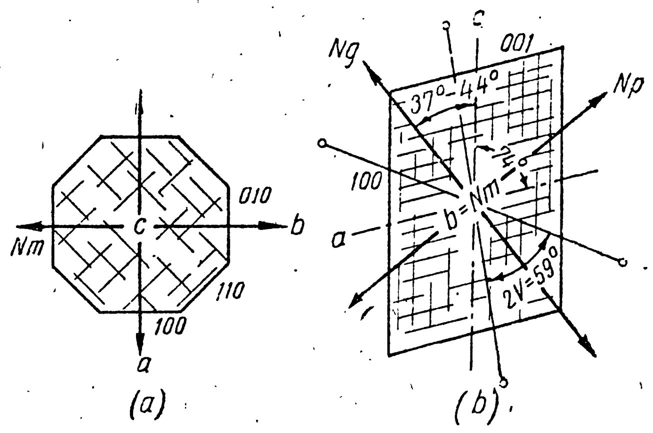


Рис. 65. Диопсид.

Геденбергит

$Ca(Fe, Mg)Si_2O_6$. Моноклинный.

$N_g=1{,}757$—$1{,}751$; $N_m=1{,}745$—$1{,}737$; $N_p=1{,}739$—$1{,}732$; $N_g-N_p=0{,}016$—$0{,}018$.

Оптически положительный. $2V=58$—$60°$; $c:N=48°$ (рис. 66).

Состав минала диопсида: MgO 26,3%; CaO 18,4%; SiO_2 55,3%.

Состав минала геденбергита: FeO 28,9%; CaO 22,3%; SiO_2 48,2%.

Диопсид и геденбергит обычно образуют короткопризматические кристаллы, в поперечном разрезе почти квадратные или восьмиугольные, иногда изометричные или слабо удлиненные неправильные зерна

с хорошо выраженной спайностью под углом 93°(87°). В вертикальных разрезах видны трещины спайности по одному направлению. Иногда наблюдается отдельность по (001).

Бесцветные, чаще светлозеленые; характерны резко выраженные рельеф и шагреневая поверхность.

Угасание прямое в разрезах, перпендикулярных (010), и достигает 37—48° в разрезах, параллельных плоскости оптических осей. В поперечных разрезах угасание симметричное.

Интерференционная фигура в сходящемся свете характеризуется сравнительно малым углом оптических осей.

Заметная дисперсия оптических осей.

При преобразовании пироксены дают роговую обманку часто актинолитового или же уралитового характера, в некоторых случаях также хлорит.

Диопсид широко распространен среди основных, частично и средних магматических пород как глубинных, так и излившихся; присут-

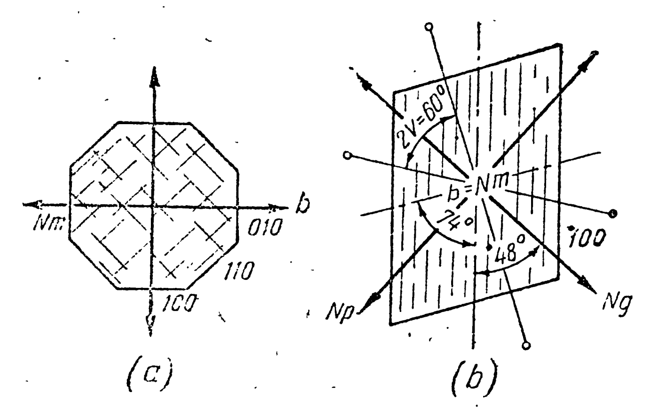


Рис. 66. Геденбергит.

ствует в ряде метаморфических высокотемпературных пород. Богатый окислами железа пироксен-геденбергит входит в состав главным образом контактово-метаморфических пород.

В метаморфических породах характерен следующий парагенез: гранат, волластонит, везувиан и ряд других силикатов.

С диопсидом и геденбергитом сходны до известной степени актинолит и тремолит, отличающиеся малыми углами угасания. Авгит отличается от них большим углом угасания и обычно коричневатой своей окраской.

Диопсид связан с геденбергитом постепенными переходами, образуя твердые растворы.

Авгит

(табл. I, фиг. 4—6).

$Ca(MgFe''AlFe''')(SiAlFe''')_2O_6$. Моноклинный.

$N_g = 1{,}733—1{,}710$; $N_m = 1{,}717—1{,}700$; $N_p = 1{,}712—1{,}686$; $N_g - N_p = 0{,}025$.

Оптически положительный. $2V = 58—60°$; $c : N_g$ 38—55° (рис. 67).

В отличие от диопсида и геденбергита, авгит — глиноземистый моноклинный пироксен. Состав его не вполне постоянный, поэтому изменчивы и его оптические свойства.

Встречается в виде короткопризматических, редко в виде более или менее сильно удлиненных кристаллов с квадратными и восьмиугольными сечениями или неправильными обычно изометрическими зернами. Обычно он окрашен в слабо зеленоватые или коричневатые цвета; в присутствии окиси титана он коричневатый с фиолетовым оттенком; плеохроизм слабый.

Спайность, как и у других пироксенов, в некоторых разрезах незаметная.

Двойниковое строение частью полисинтетическое по (100), реже также по (001), т. е. под косым углом к вертикальной оси.

При содержании в авгите TiO_2 наблюдается ясная дисперсия биссектрис.

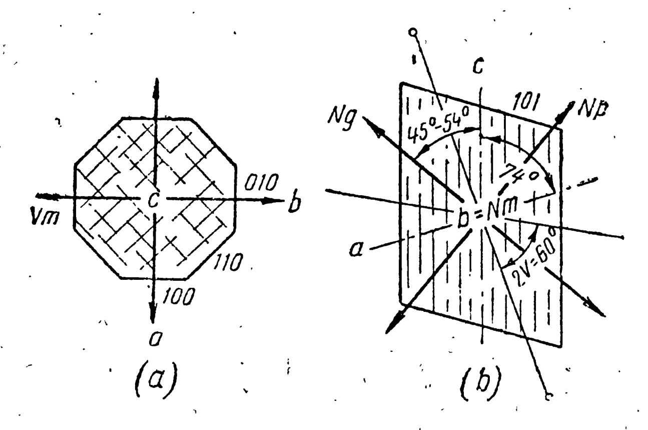


Рис. 67. Авгит.

В условиях остывающей магмы авгит иногда преобразуется в роговую обманку, при постмагматических гидротермальных условиях — в актинолит и уралит.

Авгит широко распространен в основных и средних магматических породах как глубинных, так и гипабиссальных и излившихся.

Имеется ряд разновидностей диопсида и авгита, главные из которых следующие:

Д и а л л а г — разновидность авгита или диопсида, отличающаяся тонкой отдельностью по (100), иногда в виде тонких длинных трещинок. Угол $2V$ иногда менее 47°.

П и ж о н и т — магнезиальный диопсид или энстатит-авгит с очень малым углом оптических осей от 40 до 0° и отдельностью по (001).

Авгит легко смешать с диопсидом, от которого он отличается углом угасания $c:N_g$; в ряде диопсид — геденбергит угасание $c:N_g$ не превышает 48°, у авгита доходит до 55°; далее — силой двупреломления: у авгита она не выше 0,026, у диопсида 0,027—0,030; в поперечных разрезах кристаллов у авгита видны плоскости призмы (110) и пинакоидов (100) или (010), у диопсида плоскости пинакоидов особенно резко выражены; различен характер дисперсии биссектрис; у авгита угол угасания для красного света меньше, чем для синего, у диопсида — наоборот.

Геденбергит отличается от диопсида несколько более интенсивной зеленой окраской и большими показателями преломления, также значительно более низким двупреломлением.

Эгирин (акмит) и эгирин-авгит

Эгирин $NaFe'''Si_2O_6$. Моноклинный.

Химический состав эгирина: Na_2O 13,4%; Fe_2O_3 34,6%; SiO_2 52,0%, $N_g = 1,836—1,782$; $N_m = 1,816—1,770$; $N_p = 1,776—1,745$; $N_g — N_p = 0,060—0,037$.

Оптически отрицательный. $2V = 60—80°$; $b = N_m$; $c : N_g = 2°$ до 8° (рис. 68).

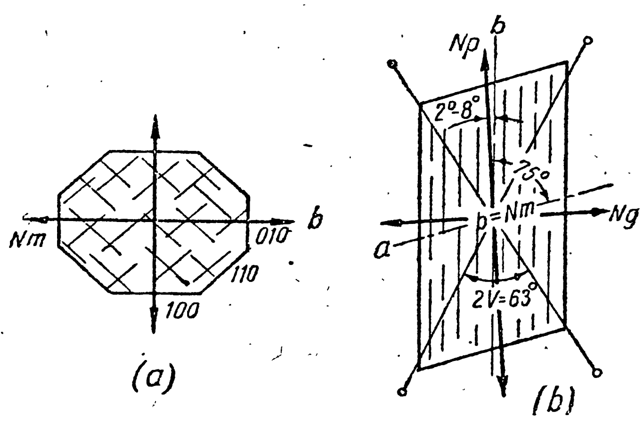


Рис. 68. Эгирин.

Эгирин-авгит, твердый раствор эгирина и диопсида, часто и авгита. Моноклинный.

$N_g = 1,747—1,709$; $N_m = 1,687$; $N_p = 1,720—1,680$; $N_g — N_p = 0,027—0,031$.

Оптически положительный $2V = +60—70°$; $b = N_m$; $c : N_g = 15$ до 38° (рис. 69).

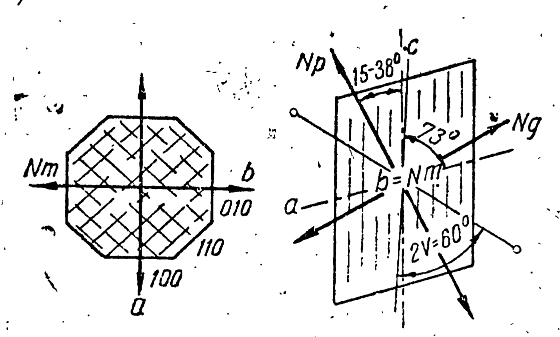


Рис. 69. Эгирин-авгит.

Для эгирина характерна длиннопризматическая, длинностолбчатая, палочкообразная, игольчатая до волокнистой форма большинства его кристаллов. В этом отношении он сходен с актинолитовой, уралитовой и другими роговыми обманками, с которыми часто смешивали эгирин. Эгирин-авгит обычно короткостолбчатый, т. е. обладает очертаниями, характерными для авгитов. Поперечные разрезы обычно четырех- или восьмиугольные, часто шестиугольные со значительным развитием первого пинакоида (100).

Спайность резко выраженная по вертикальной призме (110) с углами 93° (87°).

Так как показатели преломления велики, в особенности у эгирина, наблюдаются очень резко выраженные рельеф и шагреневая поверхность, что отличает эгирин от других пироксенов и тем более от роговых обманок, показатели преломления которых обычно менее 1,700. Чрезвычайно характерна для эгирина высокая интерференционная окраска в разрезах, параллельных (010), в которых располагается плоскость оптических осей, до III и IV порядков; такая окраска ни в одном пироксене и амфиболе не наблюдается, за исключением базальтической роговой обманки, отличающейся, однако, резко выраженной коричневой окраской.

Чрезвычайно характерны для эгирина малые углы угасания и то, что с вертикальной осью его почти совпадает направление N_p ($c:N_p$ до 8°); следовательно, удлинение кристаллов эгирина отрицательное — важная диагностическая особенность этого минерала, резко отличающая его от других пироксенов и от амфиболов, с ним сходных.

В разрезах, перпендикулярных оптической оси, определяется оптически отрицательный характер минерала и дисперсия оптических осей $r>v$; в роговых обманках, наоборот, $r<v$, то же у эгирин-авгита.

Для эгирина характерна обычно зеленая окраска, часто травяно-зеленая, иногда коричневатая, при резко выраженном плеохроизме:

N_g	<	N_m	<	N_p
желтоватый светлокоричневатый		светлозеленый коричневатый		яркозеленый травяно-зеленый желтоватый

Эгирин, окрашенный в коричневатые тона, называется акмитом.

Характерно, что абсорбция эгирина обратна той, которая наблюдается обычно в других минералах, именно $N_g<N_m<N_p$.

Иногда наблюдается зонарная структура с различной окраской в центральных и краевых частях кристаллов эгирина. Травяно-зеленая или коричневато-желтоватая окраска характерна также и для эгирин-авгита; формула абсорбции его, как и у эгирина. В некоторых случаях эгирин образует оболочки вокруг кристаллов эгирин-авгита.

Эгирин и эгирин-авгит характерны для щелочных, богатых натрием магматических пород как глубинных, так и эффузивных (натровые граниты, нефелиновые сиениты, излившиеся породы, содержащие нефелин и лейцит, в частности фонолиты и др.).

Характерные особенности, отличающие эгирин от других минералов, в первую очередь от амфиболов, следующие:

1) очень резко выраженные рельеф и шагреневая поверхность;

2) очень высокая максимальная интерференционная окраска (III и IV порядков);

3) очень малый угол угасания;

4) отрицательный характер удлинения (главной зоны).

На первых стадиях освоения методов определения минералов его легко смешать с зеленой роговой обманкой; основное отличие роговой обманки от эгирина — ее сравнительно малые показатели преломления и положительный характер удлинения.

От всех других пироксенов отличается большими показателями преломления, более высокой максимальной интерференционной окраской, малыми углами угасания и интенсивной собственной окраской.

Характерные особенности пироксенов

Ф о р м а — короткопризматические кристаллы; длиннопризматические до игольчатых кристаллы характерны для зеленого (или коричневатого) эгирина (акмита) с его поперечными квадратными и восьмиугольными сечениями.

Спайность по призме с углами 93—92° (87—88°) в поперечных разрезах и по одному направлению в вертикальных.

Почти всегда пироксены слабо окрашены в зеленоватые или коричневатые цвета; яркозеленые цвета характерны для эгирина.

Плеохроизм слабо выражен, за исключением гиперстена и в особенности эгирина.

Максимальные интерференционные окраски (при нормальной толщине шлифа): у ромбических пироксенов — низкие

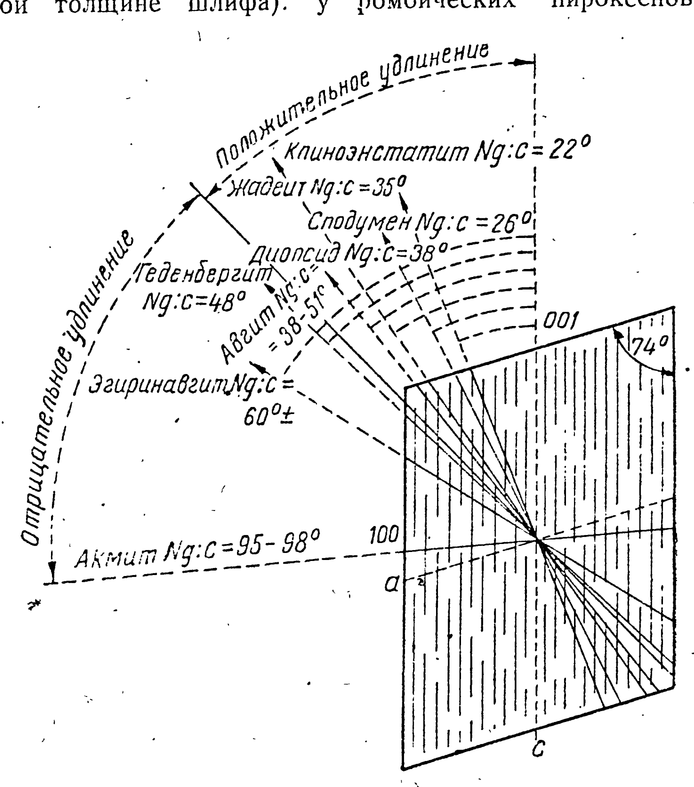


Рис. 70. Углы угасаний у пироксенов.

I порядка; то же у жадеита $NaAlSi_2O_6$, у которого $N_g - N_p = 0{,}012$, у моноклинных — конца II порядка; более низкие они (начала II порядка) у геденбергита и более высокие — III и IV порядка — у эгирина.

Угасание прямое у ромбических пироксенов, прямое и косое, около 45°, у моноклинных, за исключением эгирина, у которого угол угасания очень мал (рис. 70).

Оптический характер положительный, лишь у гиперстена и эгирина он отрицательный.

Угол оптических осей обычно не особенно большой, изогира ясно изогнутая.

в) Группа амфиболов (табл. I, фиг. 2, 3)

По структуре это группа силикатов, содержащих отдельные ленты Si_4O_{11}; отношение $O : Si = 11 : 4$.

В группе амфиболов объединяются силикаты, главным образом Ca, Mg и Fe″, с примесью небольшого количества Al, Fe‴, Na; характерно присутствие группы OH, иногда F.

Сингония ромбическая или моноклинная. Кристаллы ограничены вертикальной призмой с углом около 124°. Спайность ясно выражена по той же призме с углами между трещинами в поперечных разрезах около 124° (рис. 71).

Химический состав пироксенов и амфиболов хотя и близкий, но не тождественный.

К числу распространенных амфиболов относятся: куммингтонит, по составу близкий к гиперстену, актинолит с тремолитом — близкие к диопсиду, обыкновенная роговая обманка, близкая по составу к авгиту, базальтическая роговая обманка, отличающаяся содержанием TiO_2 и значительным окислением железа сравнительно с обыкновенной роговой обманкой; аналогичны щелочным пироксенам — щелочные амфиболы (арфведсонит, рибекит, глаукофан).

Для амфиболов в магматических породах характерно то, что они обычно образуются вслед за пироксенами, сменяя их в реакционном

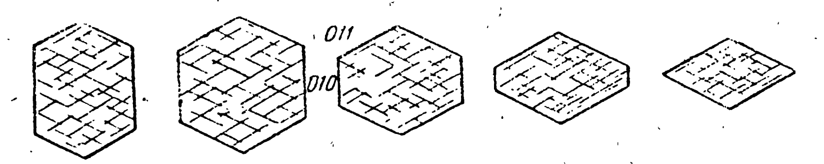


Рис. 71. Поперечные разрезы амфиболов.

ряду Боуена при сравнительно более низких температурах и увеличивающейся концентрации летучих.

Характерной особенностью амфиболов, за исключением базальтической роговой обманки, является обычно меньший показатель преломления, чем у пироксенов, и малые углы угасания.

Куммингтонит (грюнерит)

$(OH)_2(Mg, Fe)_7Si_8O_{22}$. Моноклинный.

$N_g = 1,717—1,671$; $N_m = 1,697—1,650$; $N_p = 1,672—1,639$; $N_g - N_p = 0,025—0,045$.

Оптически положительный или отрицательный. $2V = +65$ до $-82°$; $b = N_m$; $c : N_g = 11—15°$ (рис. 72).

Обычно призматические, нередко сильно удлиненные кристаллы, со спайностью, характерной для амфиболов. Часты полисинтетические двойники по (100).

Бесцветны или слабо окрашены в буроватые цвета. Сравнительно резко выражены шагреневая поверхность и рельеф. Максимальная интерференционная окраска высокая, в особенности (до II, III порядка) в богатых окислами железа и бедных магнием грюнеритах.

В шлифах нормальной толщины изогира слабо изогнутая, поэтому оптически отрицательный характер грюнерита распознается с некоторым трудом; рекомендуется для этого выбирать разрезы, особенно точно перпендикулярные оптической оси.

Грюнерит и куммингтонит — минералы метаморфических пород: слюдяных сланцев, амфиболитов, гнейсов, железистых кварцитов (Кривой Рог, Курская область).

Характерные особенности, отличающие их от других амфиболов, — высокая интерференционная окраска, в особенности у грюнерита. Тонковолокнистый радиально-лучистый грюнеритовидный почти бесцветный амфибол, присутствующий в рапакиви; с $N_g - N_p = 0,050$, был выделен автором под названием киевита.

Тремолит и актинолит

$(OH)_2Ca_2(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}$. Моноклинный.

$N_g = 1{,}677—1{,}624$; $N_m = 1{,}658—1{,}600$; $N_p = 1{,}638—1{,}613$; $N_g — N_p = 0{,}029—0{,}027$.

Оптически отрицательный. $2V = 79—88°$; $b = N_m$; $c : N_g = 10—20°$ (рис. 73).

Тремолит и актинолит образуют обычно длиннопризматические кристаллы, в ряде случаев переходящие в игольчатые, вплоть до волокнистых агрегатов; нередки также и асбестовидные формы.

Тремолит бесцветен, актинолит зеленоват, ясно плеохроичен от зеленоватого (N_g) до светлозеленого и желтоватого (N_p).

Характер удлинения положительный. Изогира почти прямая.

Тремолит и актинолит встречаются главным образом в метаморфических породах — сланцах, гнейсах, кристаллических и сили-

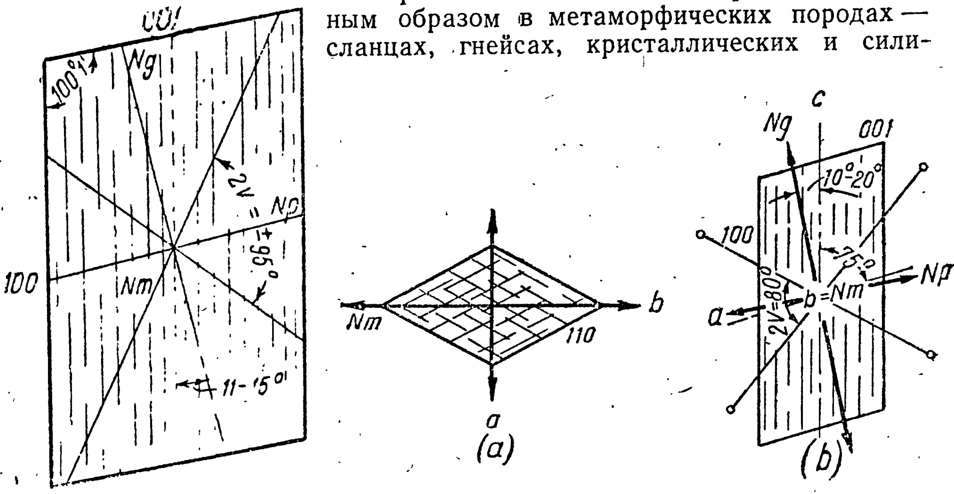


Рис. 72. Грюнерит.

Рис. 73. Тремолит.

катных известняках, иногда также в магматических породах, замещая пироксены и другие амфиболы.

Первичный тремолит и актинолит в магматических породах отсутствуют. В ряде случаев переходят в тальк.

От других амфиболов тремолит и актинолит отличаются отсутствием окраски, сильно удлиненными очертаниями и, главное, малыми углами угасания.

Обыкновенная роговая обманка

$(OH, J)_2Ca_2(MgFe'' AlFe''')_5[(Si, AlFe''')_8O_{22}]$. Моноклинная.

В химическом отношении характеризуются непостоянством и содержанием: SiO_2 37—42%; TiO_2 0,3—4,2%; Al_2O_3 8—12%; Fe_2O_3 3,0—7,5%; FeO 6,0—23,0%; MgO 2,0—12,6%; CaO 10—12%; Na_2O 1,2—3,4%; K_2O 1,3—3,2%; H_2O 0,3—1,3%; F 0,05—1,82%.

Характерно постоянное присутствие в составе роговой обманки летучих компонентов — гидроксила (OH) или F.

$N_g = 1{,}701—1{,}633$; $N_m = 1{,}691—1{,}618$; $N_g = 1{,}675—1{,}614$; $N_g — N_p = 0{,}019 — 0{,}026$.

Оптически отрицательная. $2V = 56—85°$; $c : N_g = 12—20°$ (рис. 74).

Очертания роговых обманок характерные — в виде призматических более или менее сильно удлиненных кристаллов с поперечными псевдогексагональными сечениями благодаря развитию плоскостей вертикаль-

ной призмы (110) и второго пинакоида (010), трещины спайности обычные для амфиболов с углом 56 (124)° (табл. I, фиг. 2).

Окраска зеленая или коричневая, плеохроизм различной интенсивности. Обычно зеленая роговая обманка дает окраски по N_g — буро-зеленую, по N_m — светложелтоватую или коричневатую, по N_p светлую синевато-зеленоватую, коричневые роговые обманки часто меняют окраски по мере их интенсивности при обычной абсорбции: $N_g > N_m > N_p$, в ряде случаев наблюдаются и иные цвета, например:

N_g	N_m	N_p
темнозеленый	оливково-зеленый	желтовато-зеленый
красно-бурый	красновато-бурый	зеленовато-бурый

Рельеф и шагреневая поверхность аналогичны тремолиту и актинолиту, частью несколько более резко выражены. Аналогична и интерференционная окраска, примерно соответствующая средним цветам

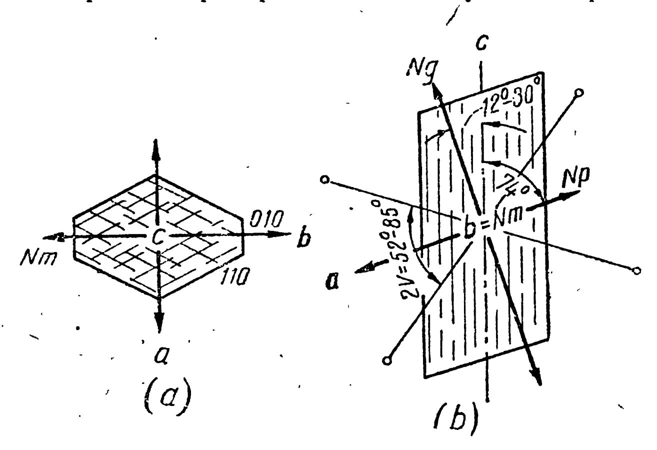


Рис. 74. Роговая обманка.

II порядка в шлифах нормальной толщины, но несколько затемненная зеленой или коричневой окраской самого минерала.

Угасание обычно больше, чем у актинолита и тремолита.

Часты простые и полисинтетические двойники, так называемые «обыкновенные» двойники по (100). Характер удлинения положительный. Роговая обманка часто входит в состав различных магматических пород, начиная от наиболее основных (бедных кремнекислотой), например перидотитов и габбро, и кончая наиболее кислыми (богатыми кремнекислотой) — гранитами. Особенно часто роговая обманка, как первичный минерал, встречается в основных и средних породах и связана переходами с пироксенами, которые она часто замещает в процессе застывания магматических пород, или с биотитом, в который она переходит.

В излившихся породах она образуется до выхода этих пород на поверхность земли, т. е. при некотором давлении вышележащих пород.

Она входит в состав также разнообразных метаморфических пород: гнейсов, сланцев, амфиболитов. Иногда присутствует как обломочный материал в осадочных породах, обычно в очень малом количестве.

От авгита отличается характером спайности, резко выраженным в окрашенных разновидностях плеохроизмом, меньшим углом угасания по плоскости (010), также обычно оптически отрицательным характером. Базальтическая роговая обманка отличается от обыкновенной роговой обманки меньшим углом угасания и значительно большим

показателем преломления; коричневая роговая обманка отличается от биотита более толстыми и короткими трещинами спайности, косым угасанием, более резко выраженным рельефом и более низкой интерференционной окраской. Образование ее обычно связано с глубинными процессами.

Характерной особенностью обыкновенной роговой обманки в некоторых излившихся породах является образование вокруг её кристаллов непрозрачных, черных (опацитовых) каемок; образование их связано с уменьшением давления и оплавлением при повышении температуры в поверхностных частях изливающихся лав.

Базальтическая роговая обманка

Сложный силикат Ca, Mg, Fe'', Fe''', Al, Na. Моноклинная.

N_g до 1,760; N_m до 1,730; N_p до 1,692; $N_g - N_p = 0{,}026$ до 0,072. Оптически отрицательная. $2V = 64—80°$; $c : N_g = 0—15°$.

Базальтическая роговая обманка отличается от обыкновенной значительно большими показателями преломления, очень высоким двупреломлением, малыми углами угасания; обычно она обладает густокоричневой окраской с резко выраженным плеохроизмом, редко зеленая или коричневая с каемками зеленого цвета. Часто, в отличие от обыкновенной роговой обманки, она зональна.

Базальтическая роговая обманка встречается в базальтах, частью в андезито-базальтах и некоторых андезитах и связанных с ними вулканических туфах. Предполагается, что базальтическая роговая обманка образуется из обыкновенной путем окисления закиси железа теми горячими газами, которые выделяются в конце магматической стадии, или при излиянии. Однако присутствие в ней часто до 5,5% TiO_2 говорит в пользу возможности ее первичного образования.

Щелочные амфиболы

Для щелочных амфиболов характерен ряд свойств, общих с другими амфиболами, а именно: 1) кристаллографические очертания в виде призмы с углом 56° (124°), 2) совершенная спайность по этой же призме с теми же углами. В то же время щелочные амфиболы обладают некоторыми характерными отличиями: 1) значительным содержанием Na_2O, а также иногда F; 2) в ряде случаев интенсивностью окрасок при своеобразии их — появляются цвета синие до густосиних, почти черных, фиолетовые и лиловые, одновременно яркозеленые до желтых; 3) частым появлением резко выраженного плеохроизма с обратной абсорбцией: $N_p > N_m > N_g$; 4) резко выраженной дисперсией биссектрис; в результате последней в ряде щелочных амфиболов получается синеватая окраска при угасании лучей красного цвета, сменяющаяся красноватой при угасании лучей синего цвета.

Щелочные амфиболы широко распространены среди щелочных гранитов и сиенитов и других пород, богатых натрием; к числу последних относятся нефелиновые сиениты, излившиеся аналоги щелочных глубинных пород — пантеллериты, фонолиты, щелочные пегматиты, также богатые щелочами метаморфические породы и другие.

Особенно широко распространены щелочные амфиболы: арфведсонит и рибекит.

Для химического состава их характерно содержание: SiO_2 44—50%; Al_2O_3 0,7—6%; Fe_2O_3 2,0—28%; FeO 10—36%; CaO 0,2—0,8%; MgO 0,1—5%; Na_2O 6,5—10%; K_2O 1—3%.

Арфведсонит

$(OH, F)_2Na_3Fe_4''Fe'''\ Si_8O_{22}$. Моноклинный.

$N_g = 1{,}721—1{,}689$; $N_m = 1{,}703—1{,}687$; $N_p = 1{,}699—1{,}681$; $N_g - N_p = 0{,}004—0{,}027$.

Оптически отрицательный или положительный. $2V$ изменчивый; $b = N_m$ (или $b = N_g$); $c : N_p = 7—28°$.

Нередко присутствует также фтор, замещая OH. Арфведсонит окрашен в разнообразные цвета: зеленый, желтый, лиловый и др.; обычно резко выражен плеохроизм. Один из типов последнего следующий:

N_p бледнозеленовато-желтый; N_m лавандовый; N_g темный зеленовато-голубой. Схема абсорбции: $N_p > N_m > N_g$.

Рибекит

$(OH, F)_2\ Na_2Fe''_3Fe'''_2Si_8O_{22}$. Моноклинная.

$N_g = 1{,}697$; $N_m = 1{,}695$; $N_p = 1{,}693$; $N_g - N_p = 0{,}004$.

Оптически отрицательный. $2V$ большой; $b = N_m$ (или $b = N_g$); $c : N_p = 5°$ (рис. 75).

Обычно представлен призматическими или шестоватыми кристаллами, также волокнистыми агрегатами, иногда асбестовидный (к р о к и-

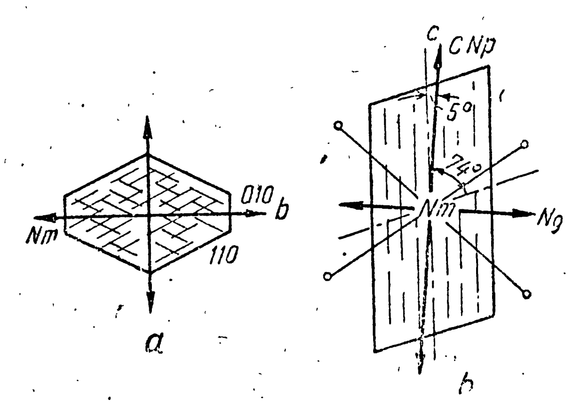


Рис. 75. Рибекит.

д о л и т). Окрашен часто в темносиний, иногда очень густой цвет с резко выраженным плеохроизмом; N_g зеленоватый; N_m светлосиний; N_p темносиний. Абсорбция $N_p > N_m > N_g$.

Для рибекита характерны довольно резко выраженная шагреневая поверхность и рельеф, малая сила двупреломления, очень малый угол угасания, отрицательный характер удлинения, густая синяя окраска по N_p.

Рибекит встречается в щелочных гранитах, сиенитах, трахитах, пегматитах и других, также в некоторых высококремнистых метаморфических породах Кривого Рога, района Курской магнитной аномалии.

Характерные особенности амфиболов

Призматическая удлиненная форма в продольных разрезах, иногда доходящая до образования волокнистых форм роста.

Угол между плоскостями призмы около 56° (124)°.

Поперечные ромбические или псевдогексагональные разрезы.

Трещины совершенной спайности в продольных (вертикальных) разрезах по одному направлению.

Трещины спайности в поперечных разрезах под углом около 56° (124)°.

Угасание на разрезах, параллельных плоскости оптических осей, косое с небольшим углом, меньшим 30° (рис. 76).

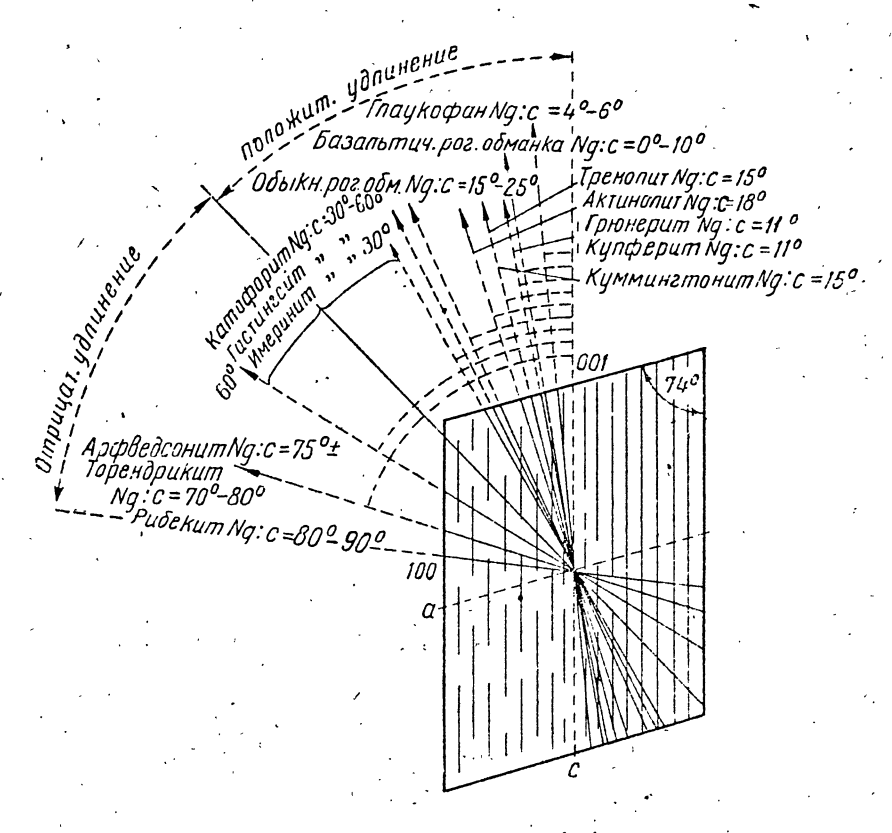


Рис. 76. Углы угасаний амфиболов.

Интерференционная окраска различная, так как $N_g - N_p$ доходит до 0,050, но большей частью меньше 0,025.

Окраска обычно более или менее ясная до интенсивной с резко выраженным плеохроизмом.

г) Группа слюд (табл. I, фиг. 1)

Силикаты, содержащие отдельные слои $(Si_3Al)O_{10}$.

В состав группы слюд входят миналы, обладающие рядом общих черт, — это алюмосиликаты K, Na, Mg, Fe'', Fe''', Al. Кристаллы псевдогексагонально-моноклинные с весьма совершенной спайностью по (001); кристаллы гибкие и упругие, обладают очень высоким двупреломлением, с прямым или очень мало отличающимся от прямого угасанием. Всегда оптически отрицательны.

Мусковит

$(OH, F)_2K(Al, Fe''')_2(Si_3Al)O_{10}$. Моноклинный.

$N_g = 1{,}615—1{,}598$; $N_m = 1{,}611—1{,}593$; $N_p = 1{,}572—1{,}556$; $N_g - N_p = 0{,}037—0{,}041$.

Оптически отрицательный. $2V$ редко до 0°; обычно 25—50°; $a : N_m = 1—3°$ (рис. 77).

Образует неправильной формы чешуйки с поперечными разрезами, ограниченными прямыми линиями, параллельными (001). Спайность весьма совершенная по (001), в шлифе в виде тонких трещинок, проходящих почти через всю пластинку.

Обычно бесцветный, иногда зеленоватый.

Шагреневая поверхность и рельеф заметно выражены. При вращении разреза, перпендикулярного спайности, наблюдается довольно рез-

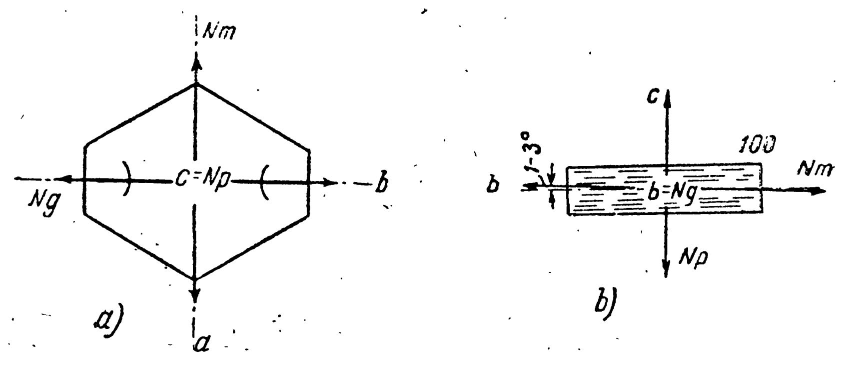


Рис. 77. Мусковит.

кое изменение шагреневой поверхности вследствие большой разницы в показателях преломления.

Характер удлинения положительный.

Угасание прямое или почти прямое. Интерференционная окраска достигает высших цветов II порядка в разрезах, перпендикулярных спайности, на плоскостях спайности — белой или серой окраски I порядка (в шлифе 0,03 *мм*).

Иногда наблюдаются двойники по (001).

В разрезах, перпендикулярных острой биссектрисе, видны обе вершины гиперболы.

Мусковит широко распространен среди гранитов, также среди гнейсов, слюдяных сланцев. Встречается также в осадочных породах — в песках, глинах, в аркозах и др. Гидротермальный мусковит получается при 400° и ниже. Нолль получил мусковит при 300°; при той же температуре он получил и каолинит.

С е р и ц и т — тонкочешуйчатый минерал вторичного происхождения, по всем признакам — близок по составу и свойствам к мусковиту, с которым он сходен в отношении оптических свойств; он образуется часто как гидротермальный минерал (эпимагматический), заменяя полевые шпаты и другие минералы, входит в состав серицитовых сланцев, филлитов, глинистых сланцев. От мусковита отличается несколько большим содержанием воды и несколько меньшим K_2O. Разрезы его с наиболее высоким двупреломлением перпендикулярны спайности по (001) и имеют вид столбика. Возможно, что часть серицита представляет тонкочешуйчатый п а р а г о н и т.

По оптическим свойствам очень близок к мусковиту л е п и д о л и т $(OH, F)_4K_2Li_3Al_3(Si_6Al_2)O_{20}$ с несколько меньшими показателями преломления ($N_g = 1,556$, $N_p = 1,530$). Угол угасания от 0 до 7°. Характерна легкая плавкость лепидолита и окраска литиевого пламени в красный цвет. Входит в состав некоторых пегматитов, высокотемпературных жил некоторых гранитов и грейзенов.

Наиболее характерный парагенез: турмалин, альбит, топаз, берилл, сподумен и кварц.

Биотит (табл. I, фиг. 1)

$(OH, F)_2K(Mg, Fe'')_3(AlFe''')Si_3O_{10}$. Моноклинный (псевдогексагональный).

$N_g = 1{,}677—1{,}635$; $N_p = 1{,}623—1{,}584$; $N_g - N_p = 0{,}040—0{,}060$; в богатых FeO биотитах также и больше.

Оптически отрицательный. $2V = -0—10°$; $c : N_g = 0{,}3°$.

Часто образует шестиугольные таблички или чешуйки, в большинстве случаев неправильной или лапчатой формы без заметной спайности; поперечные разрезы узкотаблитчатые с длинными тонкими трещинами спайности и прямыми линиями ограничения по (001); нередко он развит мелкими чешуйками.

Биотит окрашен обычно в разной интенсивности бурый и коричневый цвета, реже в зеленый; интенсивность окраски изменяется с содержанием Fe; богатые им по N_g почти черные или темнокрасновато-коричневые (лепидомелан). Резко плеохроичен.

Характерно, что наибольшее поглощение света происходит для лучей, колеблющихся по спайности (N_g), наиболее слабое — для колеблющегося перпендикулярно (001) по N_p. Нередки плеохроичные оболочки, часто резко выраженные, почти черные, вокруг включений радиоактивных минералов.

Шагреневая поверхность и рельеф слабые.

Интерференционная окраска высокая II и III порядка; обычно она сильно затемняется вследствие густой окраски самого минерала. В разрезах, параллельных плоскости спайности (001), двупреломление падает почти до нуля; такого рода разрезы при вращении столика микроскопа остаются темными. Угасание почти прямое или прямое, параллельное трещинам спайности и следам плоскости ограничения (001).

Удлинение всегда положительное. Сам минерал почти одноосен.

Встречается во многих магматических породах, главным образом в гранитах; входит в состав кристаллических сланцев, гнейсов, слюдяных сланцев, роговиков и т. д.; редко встречается в осадочных породах. В излившихся породах нередко окружен опацитовой каймой, подобно роговой обманке.

Отличается от базальтической роговой обманки и коричневой щелочного амфибола (баркевикита) меньшими показателями преломления, от последнего также большей силой двупреломления и прямым угасанием, от флогопита — более темной окраской, от обыкновенной коричневой роговой обманки — прямым угасанием, от коричневого турмалина — положительным характером удлинения и схемой абсорбции (в биотите п а р а л л е л ь н о удлинению окраска наиболее густая, в турмалине — н а о б о р о т).

Флогопит

$(OH, F)_2KMg_3AlSi_3O_{10}$. Моноклинный.

$N_g = 1{,}598—1{,}565$; $N_p = 1{,}551—1{,}535$; $N_g - N_p = 0{,}035—0{,}044$.

Оптически отрицательный; $c : N_g = 0—10°$.

Флогопит встречается то в виде шестиугольных табличек, более или менее крупных, то в виде остропирамидальных шестигранных кристаллов. Спайность весьма совершенная по (001).

Шагреневая поверхность и рельеф выражены слабее, чем у роговых обманок. Интерференционная окраска в разрезах, перпендикулярных спайности, т. е. (001), средняя III порядка, в разрезах, параллельных плоскости спайности, — почти черная. Угасание прямое или с отклонением от прямого до 10°.

Оптический характер удлинения положительный. Минерал одноосный или почти одноосный, оптически отрицательный.

Полисинтетические двойники наблюдаются, хотя и с большим трудом, судя по различиям интерференционной окраски отдельных частей пластинки и по слабому различию в их угасании.

Характерная составная часть метаморфизованных кристаллических известняков. Парагенез характерный: апатит, диопсид, шпинель, хондродит, форстерит. Иногда встречается в магматических породах (перидотитах, серпентинитах, лейцитсодержащих породах).

От биотита отличается более слабой окраской и слабым плеохроизмом. Почти бесцветный флогопит сходен с мусковитом, отличается от него малым углом оптических осей.

Характерные особенности слюд

Псевдогексагональный характер кристаллов, обычно таблитчатая форма их с хорошо развитым третьим пинакоидом (001).

Весьма совершенная спайность в разрезах, перпендикулярных (001) и отсутствие ее в разрезах, параллельных (001).

Сравнительно малый показатель преломления, меньший, чем у амфиболов.

Отсутствие окраски в одних слюдах, коричневый, реже зеленый цвет у других, и тогда резко выраженный плеохроизм.

Присутствие в окрашенных разностях плеохроичных оболочек.

Высокая (искристая) интерференционная окраска.

Прямое или почти прямое угасание.

Малый угол оптических осей или одноосность.

Оптически отрицательный характер минерала.

2. МИНЕРАЛЫ ФЕЛЬЗИЧЕСКИЕ (светлоокрашенные)

Среди фельзических или светлоокрашенных минералов особенно видную роль в составе горных пород как магматических, так и метаморфических и некоторых осадочных, играют алюмосиликаты — полевые шпаты, а в определенных типах магматических пород — также заместители полевых шпатов. Характерно отсутствие в них окислов железа и магния, за исключением крайне малых изоморфных примесей. Алюмосиликаты составляют до 60% всей земной коры.

а) Группа полевых шпатов
(табл. II, фиг. 5, табл. III, фиг. 1—4)

Силикаты, образованы решеткой $n(Si, Al)O_2$. (Тектоалюмосиликаты.)

Особенно крупную роль в магматических породах играют полевые шпаты, представленные главным образом тремя группами минералов: 1) плагиоклазовыми или известково-натровыми полевыми шпатами с их крайними членами альбитом и анортитом и 2) калиевыми полевыми шпатами (главным образом микроклином, ортоклазом, реже санидином); 3) кали-натровыми полевыми шпатами, играющими

по всем признакам также крупную роль в магматических породах; к ним относится а н о р т о к л а з.

Полевые шпаты обычно кладутся в основу классификаций магматических пород; точное определение их состава имеет важное значение для петрографии.

Плагиоклазы кристаллизуются в триклинной сингонии, калиевые полевые шпаты как в триклинной, так и в моноклинной сингониях.

Полевые шпаты обладают общими характерными признаками. Формы кристаллов их близки друг другу независимо от их состава. В них развиты плоскости (001), (010), (110), (10$\bar{1}$), (20$\bar{1}$), как главные; углы, образуемые этими плоскостями, отличаются друг от друга в различных полевых шпатах всего на немного градусов (рис. 78 и 79).

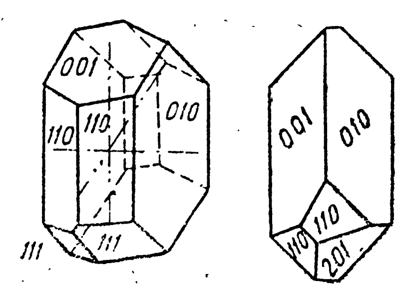


Рис. 78—79. Ортоклаз.

Все полевые шпаты характеризуются совершенной спайностью по двум пинакоидам — (001) и (010), с углом между ними у моноклинных, равным 90°, у триклинных близким к прямому, отличающимся от прямого у плагиоклазов примерно на 4°, у микроклина — на 15′ — 30′.

Все они в шлифе бесцветны, обладают малыми показателями преломления и потому почти лишены шагреневой поверхности или рельефа, за исключением более ясных проявлений их у анортита. Сила двойного лучепреломления колеблется от 0,005 до 0,013 (табл. 6).

Таблица 6

Группа полевых шпатов

	Химический состав (в миналах)	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	$2V$	Оптическая характеристика
Анортит	$CaAl_2Si_2O_8$	1,588	1,583	1,575	0,013	77°	—
Альбит	$NaAlSi_3O_8$	1,536	1,529	1,525	0,011	82°	+
Ортоклаз	$KAlSi_3O_8$ (монокл., ср. темп.)	1,526	1,524	1,519	0,007	69—72°	—
Микроклин	$KAlSi_3O_8$ (трикл., низкая темп.)	1,530	1,526	1 522	0,008	77—84°	—
Санидин	$KAlSi_3O_8$ (монокл., высокая темп.)	1,525	1,525	1,520	0,005	0—12°	—
Анортоклаз	$(K,Na)AlSi_3O_8$	1,529	1,528	1,522	0,007	43—54°	—

Группа плагиоклазов

Плагиоклазы широко распространены среди магматических и метаморфических пород. В ряде случаев встречаются и в осадочных породах.

Состав плагиоклаза достаточно точно характеризует физико-химические условия образования пород. Поэтому к определению их состава ставятся особенно большие требования. Многие исследователи занимались методикой определения плагиоклазов оптическим путем, в первую очередь Мишель-Леви, Фукэ, Бекке, особенно много сделал Е. С. Федоров.

При современной аппаратуре и методике определение состава не занимает много времени и может быть проведено как на обычном сто-

лике, так и на столике Федорова. Точность определения достигает 2—3% содержания анортитового компонента.

Плагиоклазы представляют собой твердый раствор двух миналов — альбита Ab — $NaAlSi_3O_8$ и анортита An — $CaAl_2Si_2O_8$.

Содержание различных окислов в составе альбита и анортита следующее:

	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O
Альбит	68,81	19,40	0,00	11,79
Анортит . . .	43,28	36,62	20,10	0,00

Главные представители ряда плагиоглазов носят следующие названия с разделением их по составу (по Калкинсу):

	Альбита	Анортита
Альбит	100—90%	0— 10%
Олигоклаз	90—70%	10— 30%
Андезин	70—50%	30— 50%
Лабрадор	50—30%	50— 70%
Битовнит	30—10%	70— 90%
Анортит	10— 0%	90—100%

Наиболее удобно обозначать плагиоклазы, согласно Федорову, номерами, соответствующими процентному содержанию в них анортита (например № 10, № 50 и т. д.).

Для крайних членов этого ряда характерно то, что альбит особенно богат SiO_2, сравнительно беден Al_2O_3; анортит, наоборот, особенно беден SiO_2 и богат Al_2O_3; другими словами, альбит — минерал кислый, анортит — основной. В связи с этим плагиоклазы разделяются на: 1) кислые (альбит-олигоклаз), средние (андезин) и основные (лабрадор-битовнит-анортит).

Плагиоклазы кристаллизуются в формах триклинной сингонии, ограниченных плоскостями, среди которых особенно часты следующие: 1) второй пинакоид (010) или 2) третий пинакоид (001); 3) пинакоиды (100), (110), $(1\bar{1}0)$, образующие как бы призму; 4) пинакоид $(20\bar{1})$.

Спайность, как и в других полевых шпатах, особенно совершенная по (001) и несколько менее совершенная по (010).

Двойники. Плагиоклазы редко встречаются в виде простых кристаллов; они образуют простые или чаще полисинтетические двойники. Наиболее характерные двойники в плагиоклазах образуются по следующим законам:

1. Альбитовый закон: плоскость двойникового срастания — (010), двойниковая ось — линия, ей перпендикулярная.

Двойники обычно полисинтетические.

2. Периклиновый закон: двойниковая ось — ось *b*, плоскость двойникового срастания — ромбическое сечение.

3. Карлсбадский закон: двойниковая ось — вертикальная ось *c*, плоскость двойникового срастания — (010). Обычно карлсбадские двойники прорастают друг друга. Нередко в кристаллах плагиоклазов встречается два и более законов двойникового срастания одновременно. Особенно большое диагностическое значение имеет комбинация карлсбадского и альбитового законов.

Направления осей индикатрисы, положение плоскости оптических осей и оптических осей плагиоклазов изменяются в зависимости от состава плагиоклаза (от содержания в нем альбита и анортита) в общем вполне закономерно, как это видно на рис. 80—85.

В связи с закономерным изменением положения индикатрисы пла-

гиоклазов, определение состава плагиоклаза можно легко производить, определяя в них угол угасания по отношению к трещинам спайности или двойниковым швам; при этом на плоском столике применяют ряд методов определения плагиоклазов.

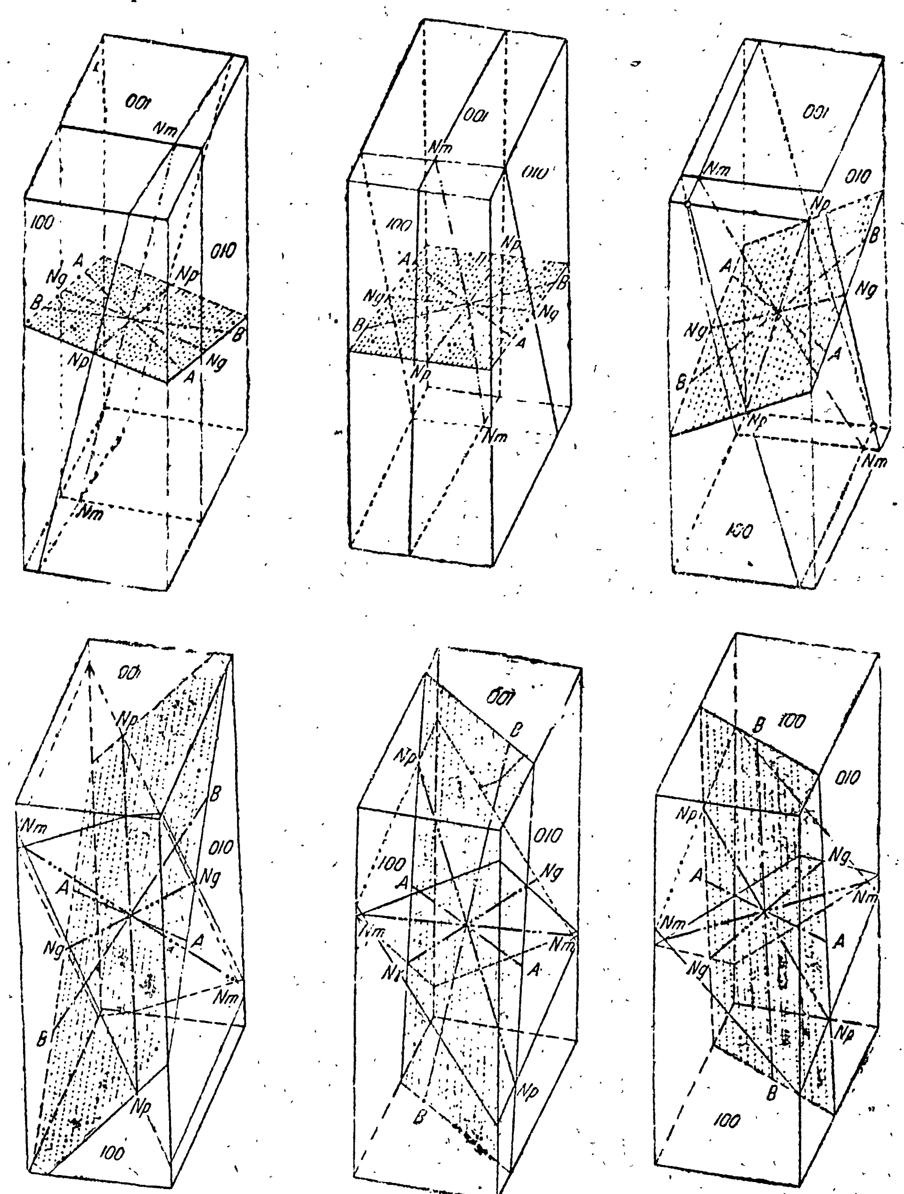


Рис. 80—85. Оптическая ориентировка индикатрисы в плагиоклазах: 80 — альбит; 81 — олигоклаз; 82 — андизин; 83 — лабрадор; 84 — битовнит; 85 — анортит.

В плагиоклазах величина угла оптических осей меняется от 74 до 90°; при этом оптический знак в серии твердых растворов от альбита до анортита меняется неоднократно. Пользоваться углом оптических осей при определении плагиоклазов не рекомендуется, так как их величина зависит не только от состава кристалла, но и от условий его образования.

Методы определения плагиоклазов

При изучении разрезов кристаллов плагиоклазов в шлифе нередко можно видеть их линии ограничения и тонкие трещинки спайности, идущие параллельно двум пинакоидам — (001) и (010). Между скрещенными николями видны альбитовые двойники; двойниковый шов по этому закону совпадает с направлением трещин спайности по (010).

Разрезы, вырезанные перпендикулярно к (010), обнаруживают резкую границу между двойниками по альбитовому закону; естественно, что в разрезах, параллельных (010), двойники по альбитовому закону не видны; зато на этих плоскостях иногда можно видеть двойники по периклиновому закону.

Разрезы по (010) и (001) дают характерные углы угасания, по которым легко определять состав плагиоклаза. Однако в шлифе почти нет возможности находить разрезы, параллельные плоскостям спайности; этими разрезами обычно и не пользуются.

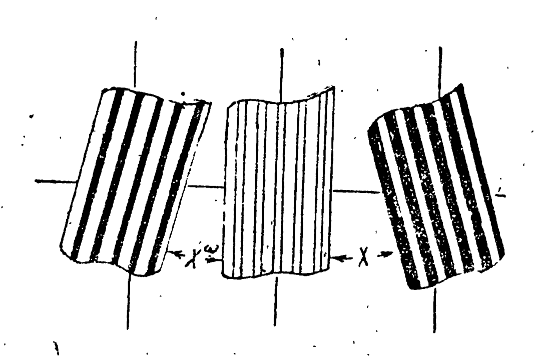


Рис. 86. Симметричное угасание плагиоклазов.

К числу разрезов, легко находимых в шлифе, относятся: 1) разрезы с симметричным угасанием; на них определяются углы максимального симметричного угасания; 2) разрезы, в которых присутствуют одновременно двойники по карлсбадскому и альбитовому законам (комбинированные карлсбадские и альбитовые двойники); 3) разрезы, одновременно перпендикулярны (010) и (001) или $\perp MP$ (метод Бекке — Беккера).

1. Метод наибольшего симметричного угасания. Этот метод очень удобен по своей простоте и в то же время точности. Недостаток его заключается в том, что, пользуясь им, определяем плагиоклаз только одного состава, именно того, который дает наибольший угол симметричного угасания, в то время как в шлифе могут иногда присутствовать также плагиоклазы другого состава с меньшим углом их максимального угасания.

Разрезы, перпендикулярные к (010), т. е. к двойниковой плоскости альбитовых двойников, узнаются по следующим главным признакам:

1) граница между двойниковыми полосками очень резкая без полутеней;

2) при совпадении двойниковой границы с сечением одного из николей (нитью креста) получается одинаковое освещение обеих половинок двойника;

3) углы угасания четных и нечетных двойниковых полосок относительно двойниковой плоскости по обе стороны от двойникового шва одинаковы;

4) при большом увеличении двойниковые швы не смещаются при поднятии и опускании тубуса.

Определение углов угасания производится так, как указано на рис. 86. Получается два отсчета угасаний x^0 и x'; половина суммы $\frac{x^0 + x'}{2}$ дает нам угол симметричного угасания. Измеряя углы в ряде разрезов, находим наибольший угол симметричного угасания, характер-

ный для плагиоклаза данного состава. Обычно достаточно измерить угол наибольшего симметричного угасания в 5—10 разрезах, чтобы найти разрез с наибольшим углом симметричного угасания. Так как найти разрез с совершенно одинаковыми углами угасания трудно, допу-

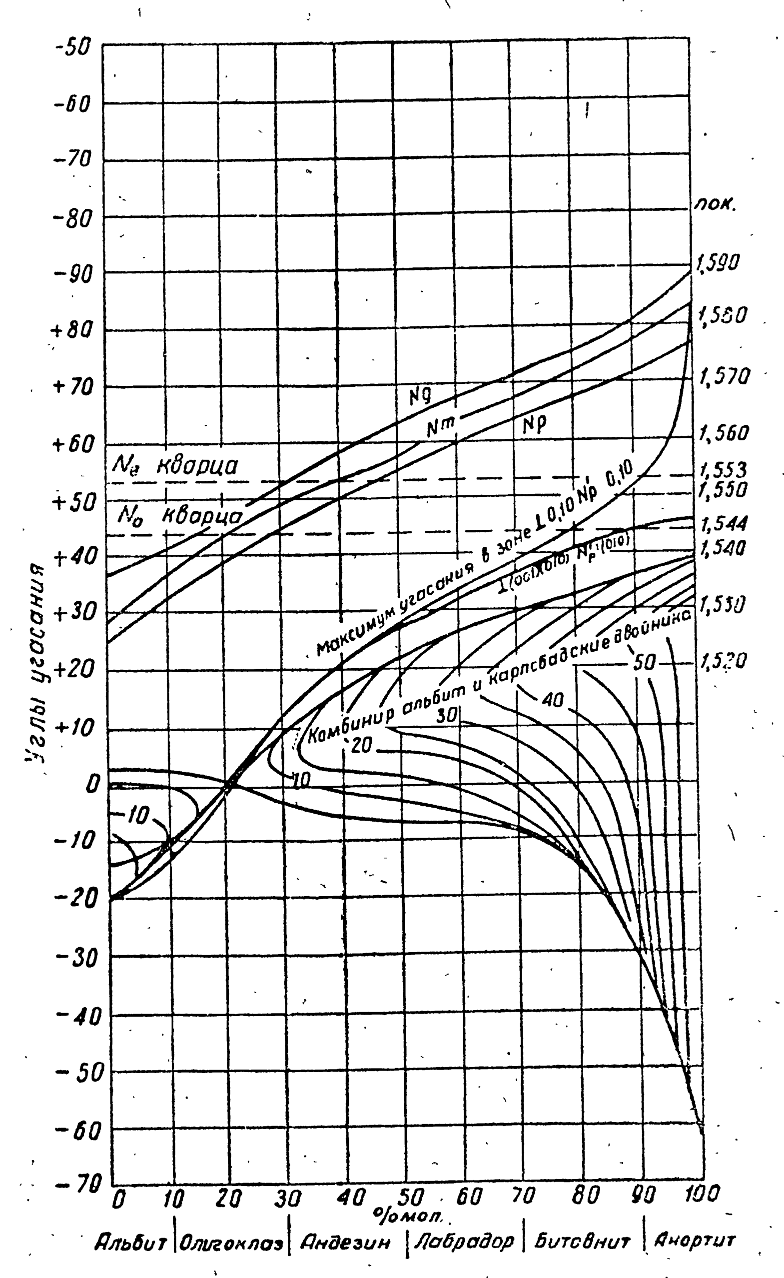


Рис. 87. Таблица угасаний плагиоклазов по Винчеллу.

скается разность между двумя отсчетами x^0 и x' до 5—6°. Как правило, определяется угол между двойниковым швом и направлением N_{p1} в плагиоклазе.

Определив угол наибольшего симметричного угасания, на таблице (рис. 87) находят состав плагиоклаза, соответствующий определенному углу угасания. То же повторяют в нескольких других разрезах с симметричным угасанием. Характерным для определения плагиоклаза является наибольшее из полученных чисел.

2. Определение угасания в комбинированных двойниках по карлсбадскому и альбитовому законам, на разрезах, перпендикулярных к (010) (рис. 88). Находят разрезы плагиоклаза, которые должны удовлетворять следующим требованиям:

1. Имеются одновременно альбитовые (полисинтетические) и карлсбадские (простые) двойники; присутствие последних узнается поворотом столика до приведения двойникового шва в положение 45°, при котором исчезают альбитовые двойники. В случае присутствия карлсбадского двойника получаются две половины кристалла, неодинаково освещенные.

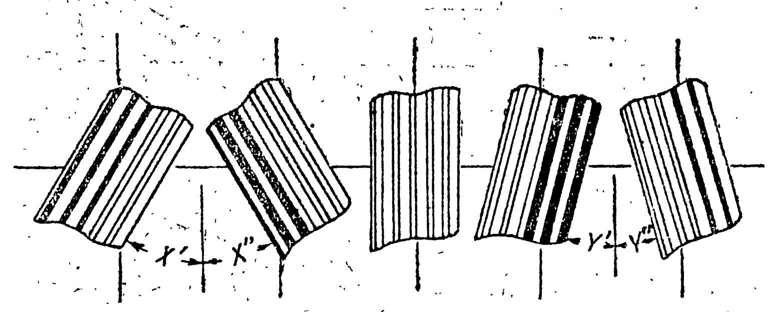


Рис. 88. Комбинированные альбит-карлсбадские двойники и угасание в них.

2. Разрез должен быть перпендикулярен двойниковым плоскостям по альбитовому закону; следовательно, альбитовые полоски в каждой из половин карлсбадского двойника обладают симметричным угасанием.

3. При совпадении направления двойниковых полос с нитью в окуляре исчезают альбитовые двойники.

После этого определяются углы угасаний x' и x'' в одной половине карлсбадского двойника и y' и y'' в другой половине его, как это показано на рис. 88. Следовательно, получаются два угла симметричного угасания x^0 и y^0, один из них больше другого.

На диаграмме горизонтальные линии соответствуют меньшим углам, а кривые — большим углам угасания. Пересечение линий, соответствующих углам угасания x и y, дает точку, указывающую на относительное содержание Ab и An плагиоклаза.

Плагиоклаз № 20 обладает углами угасания, близкими к 0°; в них карлсбадские двойники не видны.

Метод удобен тем, что имеется возможность определять плагиоклазы по одному разрезу с учетом изменения состава при зональном строении.

3. Разрезы, одновременно перпендикулярные (010) и (001), т. е. $\perp$ *MP*, — метод Бекке и Беккера (рис. 89). Разрезы, перпендикулярные одновременно (010) и (001) ($\perp$ *MP*), узнаются: 1) по резким границам между альбитовыми двойниковыми полосками, 2) по одновременному присутствию трещин, идущих по (010) и (001), с углом между ними, близким к 87°; при поднятии и опускании тубуса микроскопа они не сдвигаются.

Замеряют угасание и определяют плагиоклаз по углу между двойниковым швом и направлением N_{p_1}. Определение отрицательного или

положительного угасания производится согласно указанию на рис. 89, т. е. угасание положительно, если N^1_p лежит в остром углу (001) — (010).

Для всех плагиоклазов характерно то, что они бесцветны, обладают небольшими показателями преломления, в общем близкими к канадскому бальзаму (за исключением основных плагиоклазов), образуют часто таблитчатые по (010) кристаллы с резко выраженными двойниками по альбитовому, реже по периклиновому, карлсбадскому и иным законам. Спайность совершенная по (010) и (001). Отличаются друг от друга прежде всего показателями преломления, повышающимися от альбита до анортита, и углами угасания. Наиболее устойчивым при изменениях физико-химических условий является альбит, наименее устойчивым — анортит; в результате этого последний, как и богатые им плагиоклазы, легче разрушается, чем плагиоклазы, богатые альбитовым компонентом.

Зонарная структура, резко выраженная в средних плагиоклазах, проявляется не только в том, что отдельные зоны, обладающие различным составом, угасают неодновременно, но и в том, что их способность к разрушению больше у плагиоклазов, богатых анортитом; в магматических породах разрушены главным образом центральные части, так как обычно они более богаты анортитовым компонентом, чем краевые их части; в метаморфических породах наблюдается обратное явление в связи с более основным характером оболочек.

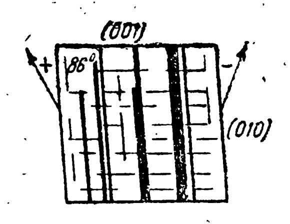


Рис. 89. Метод Бекке и Беккера.

Плагиоклазы легко изменяются и дают начало соссюриту (смеси зерен альбита и поизита в основных плагиоклазах и серициту в средних и кислых плагиоклазах. Иногда наблюдается антипертитовая структура, связанная с процессами выделения при пониженных температурах из твердого раствора альбит-анортит-ортоклаз части молекул ортоклаза в виде мелких более или менее прямоугольных как бы включений с малым показателем преломления (табл. III, фиг. 4).

Группа калиевых полевых шпатов (табл. II, фиг. 5 и табл. III, фиг. 1—4)

В отношении кристаллографических свойств калиевые полевые шпаты близки к плагиоклазам, отличаясь от них углами между плоскостями (001) и (010). Эти углы у моноклинных калиевых полевых шпатов равны 90°, микроклина — 89°43′; у плагиоклазов они близки к 86°.

Спайность совершенная по (010) и (001).

Часты простые двойники по карлсбадскому закону: двойниковая ось — вертикальная кристаллографическая ось *c*, плоскость срастания — второй пинакоид (010); в триклинном микроклине образуются полисинтетические двойники по двум законам одновременно: 1) по альбитовому — двойниковая ось — линия, перпендикулярная к (010), двойниковая плоскость и плоскость двойникового срастания — плоскость (010) и 2) по периклиновому закону — двойниковая ось — кристаллографическая ось *b*, плоскость двойникового срастания — ромбическое сечение. Двойники по этим законам дают между скрещенными николями решетку.

Калиевые полевые шпаты в шлифе бесцветны. Показатели преломления их меньше канадского бальзама; в результате этого при опущенном конденсоре или зажатой диафрагме при поднятии тубуса

заметна слабо выраженная сероватая или розоватая окраска поверхности разреза калиевого полевого шпата, отличающая его от кварца и плагиоклазов.

Для калиевых шпатов характерно закономерное прорастание их альбитом, носящее название **пертита** (табл. III, фиг. 1, 2). Пертиты проявляются в виде ветвящихся вростков альбита или веретеновидных часто едва видимых под микроскопом вростков альбита, придающих калиевому полевому шпату как бы морщинистый характер. Вростки альбита видны как при одном николе, благодаря бо́льшему показателю преломления альбита, чем калиевого полевого шпата, так и при скрещенных николях. В зависимости от размеров вростков альбита различают: 1) **пертит** — вростки видны простым глазом, 2) **микропертит** (табл. IV, фиг. 3) — вростки видны только под микроскопом и 3) **криптопертит** — вростки не видны и под микроскопом; присутствие их устанавливается лишь по слабо выраженной тонкой морщинистости калиевого полевого шпата или по данным химического анализа (присутствие Na_2O в полевом шпате); **антипертит** — микроскопически малые вростки калиевого полевого шпата в плагиоклазе (табл. IV, фиг. 4).

Ортоклаз

(K, Na)$AlSi_3O_8$. Моноклинный (псевдомоноклинный). $N_g = 1{,}526$; $N_m = 1{,}524$; $N_p = 1{,}519$; $N_g - N_p = 0{,}007$.

Оптически отрицательный. $2V = 60—72°$; a: $N_p = +5°$ (рис. 90).

Показатели преломления и интерференционная окраска у ортоклаза несколько ниже, чем у кварца. В связи с малыми показателями преломления, при одном николе при сравнении с кварцем наблюдается очень слабая серовато-розовая окраска, аналогично видимой в микроклине.

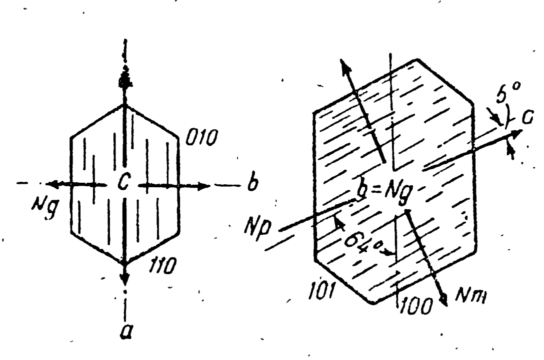


Рис. 90. Ортоклаз.

Углы угасания не вполне постоянные, как и углы между оптическими осями; это связано с содержанием в ортоклазе альбитового минала (окиси натрия). С увеличением содержания последнего угол угасания $a : N_p$ увеличивается, достигая 10—12°. Часты простые двойники по карлсбадскому закону.

Ортоклаз широко распространен в гранитах и сиенитах, порфирах и кварцевых порфирах, а также среди гнейсов.

Ортоклаз отличается от кварца показателями преломления, спайностью и наличием продуктов разрушения, представленных обычно тонкой мутью каолинита и мелкими чешуйками серицита.

Микроклин

(K, Na)$AlSi_3O_8$. Триклинный.

$N_g = 1{,}530$; $N_m = 1{,}526$; $N_p = 1{,}522$; $N_g - N_p = 0{,}008$.

Оптически отрицательный. $2V = 77—84°$; N_p: (010) около 15—16°; $a : N_p = 5°$ (рис. 91).

Обладает при одном николе такими же свойствами, как и ортоклаз.

Между скрещенными николями часто наблюдается резко выраженное полисинтетическое двойниковое срастание одновременно по альбитовому и периклиновому законам с образованием характерной решетки из утончающихся и выклинивающихся тонковеретеновидных полосок, в местах перекрестка иногда образующих утолщения.

Наблюдается также двойниковое сложение по карлсбадскому и другим законам.

Пертитовое и микропертитовое прорастание такое же, как и у ортоклаза (табл. III, фиг. 3).

От ортоклаза резко отличается решетчатой структурой, от плагиоклазов с альбито-периклиновыми двойниками — тонковеретеновидной формой двойниковых пластинок и более низкими показателями преломления.

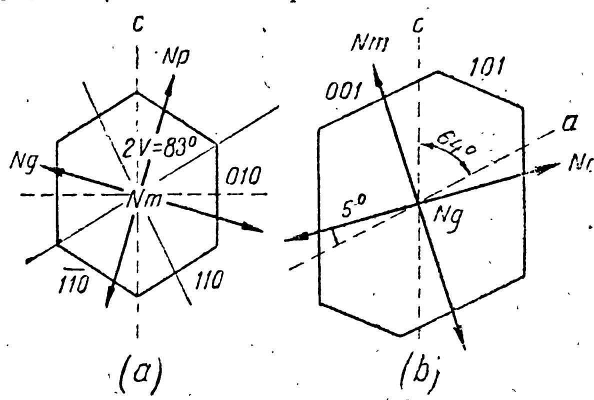


Рис. 91. Микроклин.

Иногда решетчатая структура отсутствует, и тогда принадлежность минерала к микроклину устанавливается по углам угасания.

Распространение аналогичное ортоклазу.

Санидин

(K, Na)$AlSi_3O_8$. Моноклинный.

$N_g = 1{,}525$; $N_m = 1{,}525$; $N_p = 1{,}520$; $N_g - N_p = 0{,}005$.

Оптически отрицательный. $2V = 0$ до $12°$.

1) Плоскость оптических осей (010); $a : N_p = 5°$ или

2) плоскость оптических осей $\perp$ (010); $b = N_g$; $a : N_p = 5°$ (рис. 92).

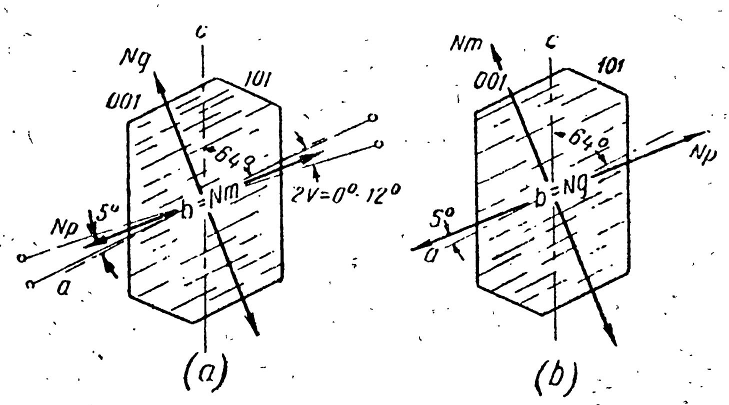


Рис. 92. Санидин.

Обычно образует хорошо ограненные кристаллы со спайностью по (001) и (010), а также с отдельностью по (100).

От ортоклаза отличается стекловидным характером, полной прозрачностью и малым углом оптических осей, частью оптической ориентировкой. Сходен с кварцем, отличаясь меньшими показателями преломления, трещинами спайности, оптически отрицательным характером, обычно двуосностью, двойниками.

Присутствует в трахитах, липаритах и их туфах, иногда в юных полуглубинных породах.

Анортоклаз

$(Na, K)AlSi_3O_8$. Триклинный.

$N_g = 1{,}529$; $N_m = 1{,}528$; $N_p = 1{,}522$; $N_g - N_p = 0{,}007$.

Оптически отрицательный. $2V = 30—55°$. Плоскость оптических осей почти $\perp$ (010).

К анортоклазу относится группа микроклинов, обогащенных Na_2O с углом $2V = 30—55°$. В анортоклазе наблюдается между

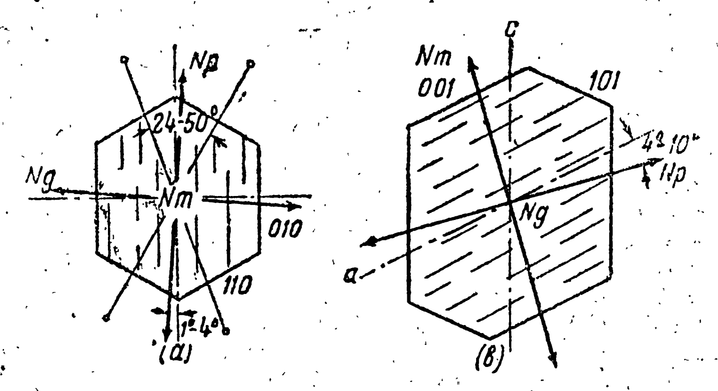


Рис. 93. Анортоклаз.

скрещенными николями такая же решетчатая структура, как и в микроклине (рис. 93).

Анортоклаз присутствует в богатых Na_2O магматических породах. Встречается реже других полевых шпатов.

б) Группа заместителей полевых шпатов (фельдшпатитов) (табл. 7)

Таблица 7

Название минерала	Состав	Система	N_g	N_p	$N_g - N_p$
Нефелин	$(Na,K)AlSiO_4$	Гексагональный	1,536—1,547	1,532—1,542	0,004—0,005
Канкринит	$3NaAlSiO_4 \cdot CaCO_3$	Гексагональный	1,515—1,524	1,491—1.502	0,023—0,029
Содалит	$6NaAlSiO_4 \cdot 2NaCl$	Кубический	1,483	1,487	0
Лейцит	$KAlSi_2O_6$	Псевдокубический	1,509	1,506	
Нозеан	$6NaAlSiO_4 \cdot Na_2SO_4$	Кубический	1,50	1,50	0

Из этих заместителей полевых шпатов нефелин, канкринит и содалит играют в породах роль альбита и частично калиевого полевого шпата, лейцит — калиевого полевого шпата.

Нефелин

Нефелин в шлифе обычно бесцветен до мутноватого благодаря присутствию продуктов разрушения. Очертания его то неправильные, то более или менее резко идиоморфные, ограниченные плоскостями пинакоида (0001) и призмы (1010).

Характерно отсутствие шагреневой поверхности, как у кварца; отличается от него тонкими трещинами спайности по призме. Интерференционная окраска низкая, серовато-белая. В сходящемся свете — одноосная фигура с расплывчатыми балками креста; легко определяется оптически отрицательный характер.

Сходен с ортоклазом и кварцем. От первого отличается одноосностью, от второго — присутствием продуктов выветривания и трещин спайности, отрицательным характером.

Нефелин присутствует в ненасыщенных кремнекислотой натровых породах: нефелиновых сиенитах, фонолитах, нефелиновых базальтах и др. Никогда не встречается одновременно с кварцем.

Канкринит

Обычно образует неправильные бесцветные зерна со слабой шагреневой поверхностью и отрицательным рельефом; характеризуется чистыми высокими интерференционными окрасками II порядка при нормальной толщине шлифа; наблюдаются тонкие трещинки спайности и прямое угасание. В сходящемся свете виден черный крест с изохроматическими кольцами; легко устанавливается оптически отрицательный характер минерала. Сходен с мусковитом; отличается от него меньшими показателями преломления, иной спайностью и одноосностью.

Сопровождает нефелин, нередко постепенно замещая его в гидротермальную стадию развития магмы.

Содалит

Макроскопически часто синий, в шлифе бесцветен, неправильными иногда крупными зернами с резко выраженной шагреневой поверхностью (нижней) и отрицательным рельефом. Полностью изотропный. Иногда преобразуется в цеолиты.

Сопровождает нефелин в нефелиновых сиенитах и других ненасыщенных породах.

Лейцит

Образует обычно белые и бесцветные изометрические кристаллы с характерными включениями стекла. Слабо выражена шагреневая поверхность. На поляризованный свет действует очень слабо; для лучшего обнаружения двупреломления вдвигается компенсатор. Наблюдаются полисинтетические двойники, исчезающие при нагревании близко к 600°; после этого минерал становится изотропным, кубическим. Полисинтетические двойники отчасти напоминают решетчатые двойники микроклина. Лейцит отличается от последнего меньшим показателем преломления и очень слабым двупреломлением.

Широко распространен в обогащенных калием магматических породах, ненасыщенных кремнекислотой, в лейцитовых базальтах, лейцититах, лейцитовых трахитах. В глубинных породах лейцит переходит в агрегат серицита, цеолитов и других минералов (эпилейцит или псевдолейцит, табл. III, фиг. 5). Из других фельдшпатитов в породах иногда присутствуют в кубических кристаллах нозеан, изотропный бесцветный или голубой (табл. III, фиг. 6) и другие близкие к нему минералы.

в) Группа кремнезема

Минералы группы кремнезема в горных породах встречаются в виде ряда модификаций SiO_2, обладающих различным кристаллографическим строением. Особенно широко распространен кварц в виде двух своих модификаций — высокотемпературной (α-кварц) и низко-

температурной (β-кварц). Кварц широко распространен в магматических, метаморфических и осадочных породах. Значительно реже встречается халцедон, волокнистая модификация кварца и опал — аморфная низкотемпературная модификация ее же, обычно с примесью различных количеств воды. Из числа высокотемпературных модификаций в излившихся магматических породах встречаются тридимит и кристобалит.

Основные свойства главных модификаций кремнекислоты, встречаемых в горных породах, показаны в табл. 8.

Таблица 8

Группа модификаций кремнекислоты

Название минерала	Система	N_g	N_p	$N_g - N_p$
Кварц	Гексагональный	1,553	1,544	0,009
Халцедон	Тонкодисперсный	1,539	1,531	0,008
Тридимит	Псевдогексагональный	1,473	1,469	0,004
Кристобалит	Псевдокубический	1,487	1,484	0,003
Опал	Аморфный	1,44—46	—	0,000

Модификации кремнекислоты устойчивы в пределах определенных температур. Кристобалит плавится при 1713°.

Кварц (низкотемпературный, β-кварц).

Гексагональный (дитригально-трапецоедрический) SiO_2.

Оптически положительный. $c = N_g$.

Низкотемпературный кварц образует призматические кристаллы с плоскостями ромбоэдров на концах, чаще всего неправильные в общем изометричные зерна, иногда во взаимном прорастании с калиевым полевым шпатом; образует с ним различные формы прорастания — пегматитовые, микропегматитовые, гранофировые, мирмекитовые.

Спайность отсутствует, как и шагреневая поверхность. Минерал водянопрозрачный; содержит мелкие включения главным образом жидкостей (CO_2, H_2O и др.), иногда с газовым пузырьком и газом (CO_2), располагающиеся полосами. Иногда присутствуют включения твердых тел, в частности волосовидные.

Наиболее высокая интерференционная окраска в шлифе нормальной толщины в разрезах, параллельных оптической оси, белая.

Часто обладает волнистым угасанием, иногда переходящим в столбчатое и затем в агрегатное до мелкоагрегатного.

В сходящемся свете в разрезах, перпендикулярных оптической оси, черный крест с не особенно широкими балками без изохроматических колец. Лишь изредка наблюдается слабое расхождение креста.

От других сходных с ним минералов (полевые шпаты, кордиерит и другие) кварц отличается отсутствием продуктов разрушения, спайности, двойников. Легче всего смешать его с кордиеритом, от которого он отличается прежде всего одноосностью, от сходного санидина — большими показателями преломления, оптически положительным характером, от нефелина — меньшим двупреломлением и положительным оптическим характером.

Кварц пользуется чрезвычайно широким распространением, входя часто в виде главного минерала в состав гранитов, кварцевых сиенитов, кварцевых диоритов, кварцевых порфиров и других магматических пород; гнейсов и слюдяных сланцев, кварцитов и иных — среди метаморфических пород; песчаников, песков и других — среди осадочных.

Играет большую роль как нерудный минерал в рудных месторождениях, в частности в рудных жилах. Замещает кальцит и другие минералы.

α-кварц (высокотемпературный).

Гексагональная (дигексагональный).

Оптические свойства такие же, как и β-кварца.

Отличается бипирамидальной формой кристаллов; образует так же изометричные зерна. Входит в состав кварцевых порфиров, липаритов. Образуется при температурах, превышающих 573°. При охлаждении переходит при этой температуре в β-кварц. Двойниковые законы его иные, чем у β-кварца, но в шлифе не различимы.

Халцедон

Макроскопически белый, синеватый, буроватый, в шлифе совершенно бесцветный, тонковолокнистый, иногда радиально лучистый; выполняет пустоты в горных породах, нередко натечными формами; цементирует песчаники. Показатели преломления несколько меньше канадского бальзама. Интерференционная окраска, как у кварца. Рентгеноструктурно халцедон тождественен β-кварцу.

Удлинение волокон его обычно оптически отрицательное, но иногда и оптически положительное.

Сходен с гиббситом и далитом (подолитом); последние обладают большими показателями преломления.

Встречается в магматических породах, выполняя пустоты в них вместе с кальцитом и цеолитами; замещает кальцит в известняках, составляет главную массу кремней и яшм. Парагенез: опал, кварц.

Опал

Макроскопически белый, серый, буроватый, в шлифе бесцветный с резко выраженной шагреневой поверхностью, обычно изотропный, на деле криптокристаллический. Иногда наблюдается неясно двупреломление. Встречается как вторичный минерал в вулканических породах, широко распространен в осадочных (гезы, опоки и др.), главным образом как цементирующее вещество (песчаники). В присутствии халцедона — нередко образует мелкие шарики с радиально лучистыми короткими ответвлениями от них. Образует главную массу гейзеритов, диатомитов. Парагенез характерный — халцедон, тридимит, кварц.

Кристобалит

Изотропный, кубический, при температурах свыше 230° обладает резко выраженной шагреневой поверхностью (нижней), слабо сероватой интерференционной окраской между скрещенными николями. Характерна своеобразная трещиноватость в виде изогнутых трещинок. Мозаичная структура между скрещенными николями указывает на полисинтетическое двойниковое строение его. Температура плавления 1713°.

От сходного тридимита отличается несколько большим показателем преломления.

Кристобалит встречается в излившихся породах, чаще в кислых (риолитах), в андезитах, обсидианах, также в некоторых базальтах.

Обычно выполняет пустоты; образуется на последней стадии застывания лавы в присутствии горячих газов. Довольно часто его сопровождает т р и д и м и т мелкими тонкотаблитчатыми кристаллами, часто сдвойникованными.

3. ВТОРОСТЕПЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Циркон

$ZrSiO_4$. Квадратный.

$N_g = 2{,}015—1{,}968$; $N_p = 1{,}960—1{,}924$; $N_g - N_p = 0{,}044—0{,}060$.

Оптически положительный. $c = N_g$.

Обычно образует мелкие кристаллы призматического габитуса с конечными плоскостями квадратных пирамид; иногда (в сиенитах, нефелиновых сиенитах) образует особенно крупные частью скелетные кристаллы. В осадочных породах часто сохраняет первичную форму; нередко сильно окатан. Поперечные разрезы его обычно квадратные. Спайность слабо развита, иногда отчетливая даже в мелких кристалликах. В шлифе обычно бесцветный или слабокоричневатый, иногда розоватый, слабофиолетовый. Изредка заметна зональная структура. Оптически одноосный, положительный.

Характерны для него довольно яркие интерференционные цвета III порядка, в отличие от других минералов с большими показателями преломления.

Рельеф резко выражен. С трудом подвергается выветриванию и разрушению, поэтому сохраняет свои первичные очертания и среди осадочных пород. При выветривании циркона двупреломление в нем уменьшается.

Циркон — обычная составная часть кислых магматических пород, а также щелочных, в частности сиенитов, нефелиновых сиенитов и их пегматитов; реже он присутствует в метаморфических породах (гнейсах, слюдяных сланцах), в глинистых сланцах, песках, песчаниках. В метаморфических породах, образованных из осадочных пород, кристаллики циркона более сильно округлены, чем в образовавшихся из пород магматических.

Вокруг цирконов, включенных в биотите, кордиерите, турмалине и других минералах, наблюдаются плеохроичные оболочки.

Образование кристаллов циркона относится обычно к первым стадиям кристаллизации магмы; можно считать, что в ряде случаев он образуется также и на поздних пневматолитических стадиях, в частности в щелочных породах.

От титанита отличается несколько меньшим преломлением, в особенности значительно меньшим двупреломлением; в результате этого получается более низкая интерференционная окраска, чем у титанита с его белым цветом высшего порядка; кроме того, титанит оптически двуосен.

Титанит (сфен)

$CaOTiSiO_4$. Моноклинный.

$N_g' = 1{,}979—2{,}034$; $N_m = 1{,}894—1{,}921$; $N_p = 1{,}884—1{,}913$; $N_g - N = 0{,}081—0{,}141$.

Оптически положительный. $2V = 23—50°$; $b = N_m$; $c : N_p = +39°$.

Обычно титанит образует довольно хорошо окристаллизованные кристаллы, частью в виде неправильных зерен, иногда (в метаморфических породах) имеющих удлиненную форму.

Цвет слабожелтоватый, коричневатый. Спайность почти совершенно отсутствует. Характерны высокая интерференционная окраска (белый цвет высшего порядка) с пестрыми блестками. В случае появления более ясной интерференционной окраски можно видеть выход оптической оси или первой биссектрисы небольшого угла оптических осей. Резко выражена дисперсия $r > v$,

Шагреневая поверхность резко выражена, очень резко выражен также рельеф. Иногда видны двойники.

Основным отличием титанита от сходного монацита является более слабое двупреломление последнего и более слабая дисперсия. Чрезвычайно характерны ромбические формы титанита, отличающие его от кристаллов квадратной сингонии — циркона и касситерита. От касситерита отличается двуосностью, отсутствием квадратных очертаний и коленчатых двойников, характерных для касситерита. Сходный с ним кальцит оптически отрицательный; резко отличается тем, что один из показателей преломления (N_p) близок к N канадского бальзама.

Титанит пользуется широким распространением в качестве акцессорного минерала в разнообразных магматических и метаморфических породах. Местами попадается в виде неправильных зерен с характерными оптическими свойствами в осадочных отложениях, в особенности в песках и песчаниках.

Касситерит

SnO_2, иногда с примесью Nb, Ta и др. Квадратный.

$N_g = 2{,}093$; $N_p = 1{,}996$; $N_g - N_p = 0{,}097$.

Оптически положительный. $c = N_g$.

Кристаллы обычно не особенно хорошо образованы, с призматической спайностью. Встречаются коленчатые и сердцевидные двойники. Шагреневая поверхность и рельеф очень резко выражены, более сильно, чем у циркона.

Бесцветный, желтоватый, коричневатый, буроватый. Иногда наблюдаются резкие границы между разными его окрасками.

Интерференционная окраска приблизительно сходна с окраской титанита — белый цвет высшего порядка с проявлением пестрых блесток.

Сходен с цирконом; отличается от него формой, двойниками, более сильным двупреломлением и часто большим преломлением света. От титанита отличается формой кристаллов, одноосностью (табл. 9).

Таблица 9

Сравнительная таблица оптических свойств минералов, сходных с касситеритом

Минерал	N_g	N_p	$N_g - N_p$	$2V$	Угасание
Касситерит	2,093	1,996	0,097	0°	Прямое и симметричное
Циркон	2,015—1,968	1,960—1,924	0,044—0,062	0°	Прямое и симметричное
Титанит	1,979—2,034	1,888—1,913	0,091—0,141	23—50°	$c : N_p = +33 — +43°$
Монацит	1,841	1,795	0,046	14°	$c : N_g = 2 — 10°$

Встречается в гранитах, кварцевых порфирах, пегматитах, кварцевых жилах, грейзенах, в высокотемпературных жилах, в песках. Парагенезис его — кварц, мусковит, турмалин, топаз.

Турмалин

Боросиликат очень сложного химического состава, магнезиально-железистый, частью также литие-железистый. Содержит 9—11,5% B_2O_3. Гексагональный, класс дитригональной пирамиды.

$N_g = 1{,}698—1{,}635$; $N_p = 1{,}658—1{,}614$; $N_g - N_p = 0{,}020—0{,}040$.

Оптически отрицательный: $c = N_p$.

Особенно часто развит в виде призматических и длиннопризматических кристаллов с дитригональными поперечными разрезами. Бес-

цветный, желтоватый, буроватый, синеватый, иногда почти черный с резко выраженным плеохроизмом и поглощением света лучами, колеблющимися перпендикулярно длине кристаллов (N_p). В поперечных разрезах хорошо виден черный крест и определяется отрицательный характер минерала. Удлинение кристаллов отрицательное.

Интерференционная окраска I—II порядка обычно благодаря окраске самого минерала нечистая. Угасание прямое.

Особенно широко распространен турмалин в пегматитах, нередко присутствует также в гранитах; часто встречается в глинистых и других сланцах, в особенности в контактно-метаморфизированных, также в известняках, в высокотемпературных жилах. В кластических породах присутствует нередко, но всегда в малом количестве.

Рутил

TiO_2. Квадратный.

$N_g = 2{,}903$; $N_p = 2{,}616$; $N_g - N_p = 0{,}287$.

Оптически положительный: $c = N_g$.

Обычно в виде мелких призматических и игольчатых образований коричневого или желтоватого цвета; иногда в виде зерен. Часты коленчатые двойники. Характерные отличия от других минералов, помимо цвета, — чрезвычайно высокие рельеф и интерференционная окраска. Широко распространенный акцессорный минерал метаморфических пород; нередко в магматических породах сопровождает процесс разрушения биотита. Часто вместе с титанитом.

Анатаз

TiO_2. Квадратный.

$N_g = 2{,}534—2{,}564$; $N_p = 2{,}489—2{,}497$; $N_g - N_p = 0{,}038—0{,}073$ (Na).

Оптически отрицательный. $c = N_p$.

Обычно пирамидальный, иногда таблитчатый или призматический. Ясная спайность по (001) и по (111). Уд. вес 3,82—3,95.

В шлифе бесцветный, буроватый, желтоватый, синеватый. Резко выраженный плеохроизм в случае ясной окраски. Окраска иногда зональная.

От рутила и брукита отличается оптически отрицательным характером. Особенно характерна октаэдрическая форма кристаллов.

Изредка встречается в магматических и метаморфических породах, по мнению Винчелла — как продукт выветривания.

Искусственно получены анатаз при низких температурах, брукит — при средних и рутил — при высоких.

Апатит

$3Ca_3(PO_4)_2Ca(F, Cl)_2$. Гексагональный (дипирамидальный).

$N_g = 1{,}639$; $N_p = 1{,}635$; $N_g - N_p = 0{,}004$.

Оптически отрицательный. $c = N_p$.

Минерал встречается обычно хорошо образованными призматическими до игольчатых кристалликами с шестиугольным поперечным сечением, частью неправильными зернами; совершенная спайность по (0001); бесцветный. Широко распространен во всех магматических и метаморфических породах как акцессорный минерал; иногда в контактах и в щелочных и основных породах более крупными скоплениями, редко как главная составная часть. Важная примесь железных руд; образует апатито-нефелиновые породы в Хибинах.

Характерными отличиями апатита являются ясно заметные шагреневая поверхность и рельеф, очень низкая интерференционная окраска

(серая), оптически отрицательный характер удлинения и минерала. Сходен с нефелином, от которого отличается шагреневой поверхностью; от сходного андалузита отличается слабым двупреломлением.

Магнетит

Fe_3O_4. Непрозрачный. Кубический.

Магнетит развит большей частью изометричными зернами и кристалликами в виде октаэдров с металлическим синевато-черным отблеском в отраженном свете. Широко распространен в магматических и метаморфических породах, среди которых иногда скопляется в значительных массах; нередко встречается в осадочных породах. Сходный с ним титаномагнетит при содержании 10% и более TiO_2 нередко окружен оболочками из лейкоксена (титанита).

Ильменит (титанистый железняк)

$FeTiO_3 \cdot mFe''Fe'''O_4$. Непрозрачный. Гексагональный (ромбоэдрический).

Содержит до 52,7% TiO_2; иногда небольшие количества V. Часто встречается в виде шестиугольных и удлиненных образований, также неправильных зерен и сплошных масс. От магнетита и гематита отличается стремлением к образованию скелетных зерен, также преобразованием в лейкоксен, белый в отраженном свете — тонкозернистый, землистый агрегат титанита.

Широко распространенный минерал основных пород, в частности габбро, диабазов, базальтов; присутствует также в метаморфических и в осадочных породах; образует ильменитовые пески (Приазовье и другие места).

Хромит (хромистый железняк)

$(Fe, Mg)(Cr, Al)_2O_4$. Кубический. Непрозрачный или полупрозрачный.

Образует плохо ограненные кристаллы, часто октаэдрические, изометричные и неправильные зерна, также сплошные шарообразные или эллипсоидальные массы. Состав не вполне постоянный; поэтому он то совершенно непрозрачен, то в присутствии большого содержания Al_2O_3 просвечивает бурым цветом, главным образом по краям; в таких случаях изотропный. Присутствует среди ультраосновных пород, главным образом в дунитах, частью в перидотитах и серпентинитах.

Пирит

FeS_2. Кубический. Непрозрачный.

Встречается мелкими и крупными неправильными изометричными зернами и кристаллами с квадратными, треугольными и иными разрезами, частью сплошными массами и прожилками. Латунно-желтый в отраженном свете; переходит в бурый лимонит. Широко распространен в рудных жилах, также среди вторичных минералов магматических пород, встречается также и в метаморфических и осадочных породах.

Цеолиты

Цеолиты представляют собой обширную и разнообразную по химическому составу и оптическим свойствам группу алюмо-силикатов Na, K, Ca, Ba, обладающую общим свойством, заключающимся в содержании цеолитной воды; эта вода может быть легко удалена из минерала при нагревании; во влажной атмосфере содержание ее в минерале

снова восстанавливается. По большей части представляют собою гидратные кальциевые, кальциево-натриевые и натровые алюмо-силикаты, иногда содержащие барий. В шлифе бесцветны, с очень малыми показателями преломления, значительно меньшими, чем у канадского бальзама; некоторые из них изотропны, другие довольно ярко поляризуют.

Из числа цеолитов, приведенных в таблице, последние четыре образуют волокнистые или столбчатые агрегаты (табл. 10).

Таблица 10

Группа цеолитов (по Роджерсу и Керру)

Минерал	Химический состав (характерные элементы)	Сингония	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	$2V$	Угасание
Анальцим	Na	Кубический	—	1,487	—	—	—	—
Гейландит	Ca	Моноклинный	1,505	1,499	1,498	0,007	$+0 - -48°$	$c:N_m = -6°$
Стильбит	Ca, Na	Моноклинный	1,500	1,498	1,494	0,006	$-33°$	$a:N_p = \mp 5°$
Шабазит	Ca, Na	Гексагональный	1,490—1,480	—	1,485—1,478	0,002—0,006	$+0° - -32°$	
Натролит	Na	Ромбический	1,486—1,493	1,476—1,482	1,473—1,480	0,012—0,013	$+60°$	$b = N_m$
Мезолит	Na, Ca	Моноклинный	1,506	1,505	1,505	0,001	$+80°$	$c:N_m = 2-5°$
Томсонит	Na, Ca	Ромбический	1,518	1,513	1,512	0,006	$+44 - -55°$	$b = N_g$
Сколецит	Ca	Моноклинный	1,519	1,519	1,512	0,007	$-36°$	$c:N_p = 15-18°$

Особенно часто цеолиты заполняют пустоты в различных породах, по преимуществу основных, например в базальтах, диабазах в качестве вторичных минералов.

II. МИНЕРАЛЫ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

В осадочных породах присутствуют многие из минералов, характерных также и для магматических пород. Такие минералы, как полевые шпаты, роговые обманки, слюды, циркон, касситерит, ксенотим и т. д., сохраняются от разрушения; эти минералы при переносе в места отложения осадочных пород входят в их состав, часто как характерные минералы, в ряде случаев имеющие существенное значение при разрешении вопросов корреляции. Особенно большое значение среди кластических минералов имеет кварц. В некоторых случаях перечисленные минералы могут образоваться в самих осадочных породах при гипергенных низкотемпературных условиях, например вторичный кварц, полевые шпаты (в меловых и других породах) и др.

Кроме того, имеется ряд минералов, которые образуются главным образом или почти исключительно в условиях низкотемпературных, независимых от процессов эндогенных.

Часть этих минералов существует также лишь в условиях низкотемпературных и при переходе в другие условия — более высокотемпературные и большего давления, чем существующие на поверхности земли или около нее, т. е. переходя в области метаморфизма, они исчезают; в составе метаморфических пород они участия не принимают. Таковы минералы, представленные сернокислыми солями, галоидными щелочами, ряд борных и других минералов.

В связи с этим можно различать следующие группы минералов осадочных пород:

1) присутствующие также в магматических и метаморфических породах — кварц, полевые шпаты, слюды, роговые обманки, апатит, циркон, касситерит, титанит, рутил, турмалин, гранаты, силлиманит, андалузит, кианит, ставролит, кордиерит, цеолиты и др.;

2) характерные главным образом для осадочных пород — минералы группы каолинита, частью карбонаты, диаспор и др.;

3) характерные только для осадочных пород — гипс, ангидрит, алунит, барит, полигалит, галит, сильвин, глауконит, гиббсит, лимонит. шамозит и др.

а) Группа каолинита (табл. 11)

В состав группы каолинита входит ряд гидратных силикатов алюминия, состоящих почти исключительно из трех окислов: Al_2O_3, SiO_2 и H_2O в различных молекулярных отношениях (каолинит, дикит, накрит, пирофиллит и др.); некоторые из них характеризуются содержанием в одних случаях K_2O (монотермит), в других — CaO, MgO (монтмориллонит и др.).

Таблица 11

Группа каолинита

Минерал	Химический состав	N_g	N_m	N_p	$N_g—N_p$	Оптическая характеристика
Каолинит . . .	$H_4Al_2Si_2O_9$	1,566	1,565	1,561	0,005	(—)
Дикит	$H_4Al_2Si_2O_9$	1,566	1,562	1,560	0,006	(+)
Накрит	$H_4Al_2Si_2O_9$	1,563	1,562	1,557	0,006	(—)
Галлуазит . .	$H_4Al_2Si_2O_9 \cdot H_2O$		1,567—1,548		до 0,001	
Монтмориллонит	$(Mg, Ca)O \cdot Al_2O_3 \cdot 5SiO_2$ и H_2O	1,513	1,513	1,492	0,021	(—)
Монотермит (лекерьерит) .	—	1,602—1,563	1,602—1,563	1,558—1,543	0,044—0,020	(—)
Пирофиллит .	$(OH)_2Al_2Si_4O_{10}$	1,600	1,588	1,552	0,048	(—)

Минералы группы каолинита бесцветны, тонкочешуйчаты или тонкопластинчаты, с весьма совершенной спайностью по (001); все кристаллизуются в моноклинной сингонии; характерно присутствие воды, выделяющейся при различных определенных для каждого из них температурах.

Каолин выделяет воду при 550—600° (эндотермическая реакция) и разрушается при 950—1000° (экзотермическая реакция). При полной потере воды получается, по Вернадскому, каолиновый ангидрит $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$, по Лешателье, отдельные окислы Al_2O_3 и SiO_2. В каолините очень слабо выражена также аллофановая остановка при 40—90°;

в монтмориллоните — 1-я остановка при 50—137°, 2-я при 610—650°, 3-я (тепловой эффект в обезвоженном минерале) при 790—830°.

В монотермите наблюдается только одна остановка при 500—550°, отсутствует экзотермическая.

Минералы группы каолинита разделяют на четыре группы:

1. Группа собственно каолинита: каолинит, накрит и дикит, обладающие низкой интерференционной окраской и показателями преломления, близкими к кварцу.

2. Группа монотермита (леверьерита) с показателями преломления, близкими к кварцу, и силой двойного лучепреломления высокой или очень высокой ($N_g - N_p = 0{,}020$ и выше).

3. Группа монтмориллонита с малыми показателями преломления и довольно высокой интерференционной окраской.

4. Группа пирофиллита с особо высокими показателями преломления и интерференционной окраской.

Каолинит и накрит (рис. 94) с углом угасания около 3½°, оба оптически отрицательные, входят в состав первичных и вторичных каолинов; в первых каолинит образует частью чрезвычайно тонкую муть до мелких чешуек, накрит — крупные пластиночки и чешуйки, часто как примесь к каолиниту. Образуются в результате гипергенных процессов. Характерный парагенез: каолинит, кварц, полевые шпаты, мусковит, гидраргиллит.

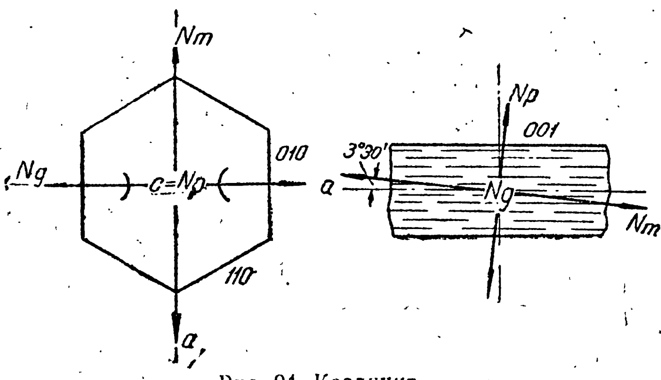


Рис. 94. Каолинит.

Дикит — оптически положительный (рис. 95), с косым угасанием до 15—20°; образует таблитчатые и пластинчатые мелкие кристаллики; обычно он эндогенного происхождения; нередок в рудных месторождениях, образуясь часто под влиянием гидротермальных процессов; присутствует в гидротермальных кварцитах Казахстана. Иногда замещает кварц.

Монтмориллонит образует глиноподобные мелкокристаллические агрегаты, иногда плотные; входит в состав бентонитов, образующихся в ряде случаев из вулканических туфов; встречается среди продуктов выветривания пегматитов.

Монотермит в виде тонких довольно высоко поляризующих чешуек входит в состав некоторых глин, обусловливая в них высокое содержание окиси калия.

Пирофиллит (рис. 96) в виде мелких ярко поляризующих с довольно большим показателем преломления чешуй входит в состав более или менее метаморфизованных пирофиллитовых сланцев; от серицита отличается более высокой интерференционной окраской, от талька — большим углом оптических осей.

Метод окрашивания. Для того, чтобы легче было различать чешуйчатые и тонкочешуйчатые минералы, другими методами не отличимые друг от друга, применяется метод окрашивания при помощи водных или спиртовых растворов определенных красителей. Порошок с изучаемыми минералами помещают в пробирку и взбалтывают в 1% спиртовом или водном растворе красителя при комнатной температуре в те-

чение нескольких минут, иногда до 1 часа (особенно тонкие чешуйки). Порошок через 10—15 минут промывается декантацией до почти пол-

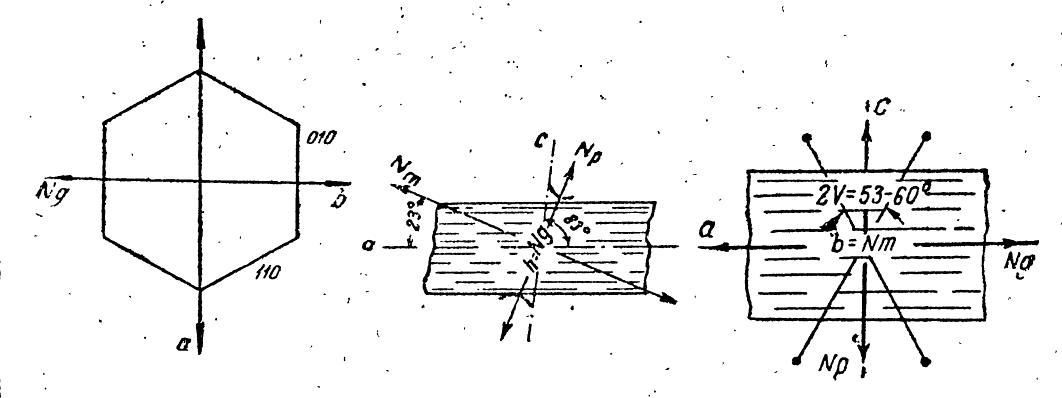


Рис. 95. Дикит. Рис. 96. Пирофиллит.

ного обесцвечивания жидкости. Изучение препарата производится под микроскопом в глицерине[1].

Согласно В. Н. Разумовой, можно применять при определении главнейших чешуйчатых минералов табл. 12.

Таблица 12

Минерал	Кристаллвиолет		Родамин В		Папенблау		Метилгрюн	
	Водн. раств.	Спирт. раств.	Водн. раств.	Спирт. раств.	Водн. раств.	Спирт. раств.	Водн. раств.	Спирт. раств.
Каолинит	+	—	—	—	—	—	—	—
Серицит	+	+	±	±	—	±	±	(+)
Мусковит	(—)	—	(—)	—	(—)	—	(—)	—
Галлуазит	+	+	+	+	+	+	+	+
Монтмориллонит	+	+	+	—	—	+	+	+
Тальк	+	—	+	—	(+)	—	(+)	—
Пирофиллит . . .	(+)	—	(+)	—	(+)	—	(+)	—
Монотермит . . .	+	+	+	—	—	—	—	+

\+ ясная реакция;
(+) (—) ± неясные реакции;
— отрицательная реакция

[1] Реакции отчетливы только в чистых мономинеральных препаратах.

б) Группа карбонатов (табл. 13)

Группа карбонатов объединяет ряд минералов, состоящих главным образом из углекислых кальция, магния, железа, большей части гексагональной, реже ромбической сингонии. Первые характеризуются весьма совершенной спайностью по ромбоэдру $(10\bar{1}1)$, все — очень высоким двупреломлением (белый цвет высшего порядка). Различие показателей преломления дает при вращении столика микроскопа смену проявления шагреневой поверхности и отсутствия ее (кальцит, магнезит).

Таблица 13

Группа карбонатов

Минерал	Химический состав	N_g	N_p	$N_g - N_p$	Оптическая характеристика
Кальцит . . .	$CaCO_3$	1,658	1,48[illegible]	0,172	(—)
Доломит . . .	$CaMg(CO_3)_2$	1,681	1,502	0,179	(—)
Магнезит . . .	$MgCO_3$	1,70[illegible]	1,509	0,191	(—)
Сидерит . . .	$FeCO_3$	1,872	1,634	0,238	(—)
Арагонит . . .	$CaCO_3$	1,686	1,530	0,156	(—)

Кальцит образует обычно неправильной формы изометричные зерна, значительно реже кристаллы с ромбоэдрическими очертаниями, иногда сферолитовые агрегаты. Бесцветный в сходящемся свете, как и другие гексагональные карбонаты; дает интерференционную фигуру с тонкими балками креста и несколькими изохроматическими кольцами.

Обычно имеются полисинтетические двойники по ромбоэдру $(10\bar{1}1)$.

Кальцит широко распространен в известняках, в цементе известковых песчаников, в мергелях. В магматических породах обычный продукт выветривания Ca-содержащих минералов, иногда и первичный.

Доломит во всех отношениях сходен с кальцитом, отличаясь от него более резко выраженными кристаллографическими очертаниями и более слабым развитием двойниковой структуры; нередко наблюдается зонарная структура. Образует доломиты, присутствует в известняках, также в метаморфизованных доломитовых породах.

Сидерит образует неправильные зерна разных размеров, иногда хорошо ограненные ромбоэдры $(10\bar{1}1)$; иногда наблюдаются полисинтетические двойники. Отличается от других карбонатов оболочками, образованными окислами железа; оба показателя преломления больше, чем у канадского бальзама.

В осадочных породах встречается сравнительно редко. Образует крупные скопления зернистых агрегатов, изредка радиально-лучистых; иногда в смеси с глинистыми составными частями. Вторичный минерал в пустотах базальтов, в рудных жилах вместе с кварцем.

Арагонит бесцветный, с несовершенной спайностью по длине кристаллов; угасание параллельно трещинам спайности; от других карбонатов отличается характером спайности, двуосностью; наиболее часто встречается в качестве наполнителя пустот в базальтах и андезитах; присутствует в некоторых песчаниках, известняках, также в рудных жилах.

в) Группа сульфатов (табл. 14)

К числу сернокислых минералов, присутствующих почти исключительно в осадочных породах, относятся барит, ангидрит, гипс, как наиболее характерные из них.

Таблица 14

Группа сульфатов

Название минерала	Состав	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	2V	Оптическая характеристика	Сингония
Ангидрит .	$CaSO_4$	1,614	1,576	1,570	0,044	44°	(+)	Ромбическая
Барит . . .	$BaSO_4$	1,648	1,637	1,636	0 012	37°	(+)	»
Целестин .	$SrSO_4$	1,631	1,624	1,622	0,009	51°	(+)	»
Гипс . . .	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	1,530	1,523	1,520	0,009	58°	(+)	Моноклинная
Полигалит	$K_2MgCa_2(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$	1,567	1,562	1,548	0,019	70°ca	(—)	Триклинная
Алунит . .	$KAl_3(OH)_6(SO_4)_2$	1,592	—	1,572	0,020	0°	(+)	Гексагональная

Все сернокислые соли в шлифе бесцветны, с показателями преломления различными в зависимости от металла, замещающего водород.

Барит

Барит обычно образует неправильные изометричные зерна, иногда удлиненные, с резко выраженными трещинами спайности по трем направлениям — (001) и (110). Отличается от других сульфатов резко выраженной шагреневой поверхностью при не особенно высокой (конец I порядка) интерференционной окраске; нередко интерференционная окраска пятнистая. Угасание прямое и симметричное. Встречается главным образом в жильных рудных месторождениях, иногда также входит в состав известняков, песчаников, образуя местами конкреции.

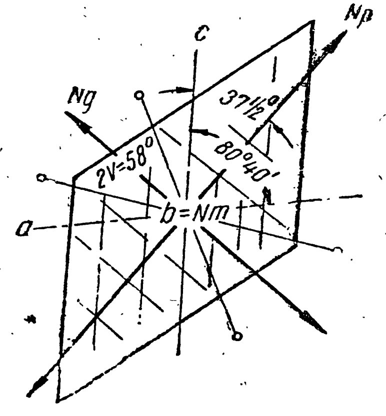


Рис. 97. Гипс.

Ангидрит

Ангидрит образует неправильные или полуограненные зерна, часто удлиненные. Спайность довольно совершенная по трем направлениям — (100), (010) и (001) с прямым угасанием. Интерференционная окраска высокая, обычно третьего порядка в шлифах нормальной толщины. Нередки двойники по (101). От гипса отличается высокой интерференционной окраской и характером спайности. Встречается только среди осадков; часто переходит в гипс. Характерный парагенез: каменная соль, гипс (рис. 97).

Гипс

Гипс отличается весьма совершенной спайностью по (010) и менее совершенной по (100), (101); иногда он волокнистый, большей частью зернистый, с низкой интерференционной окраской, как у кварца; трещины спайности незаметны. Характерна оптическая ориентировка:

$b = N_m$; $c : N_p = 37{,}5°$. Оптический характер положительный; дисперсия $r > v$. Образует горные породы, состоящие почти исключительно из агрегата гипса; образуется нередко за счет ангидрита. Характерный парагенез: каменная соль, ангидрит, доломит. (В шлифах часто превращается в полуводный сульфат. С. Ч.).

Полигалит

Полигалит образует агрегаты зернистой, пластинчатой или волокнистой структуры с косым угасанием, бесцветные или красноватые; интерференционная окраска второго порядка. Полигалит сходен с гипсом, отличаясь от него более высокими интерференционной окраской и показателями преломления. Водой разлагается с образованием осадка из микроскопически малых кристалликов гипса.

Алунит

$K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 4SO_3 \cdot 6H_2O$. Тригональный.

Кристаллы ромбоэдрические, сходные с кубическими, иногда с основанием (0001), по которому идет ясная спайность. Часто образует мелкозернистые агрегаты до дисперсных. Уд. вес 2,60. Бесцветный, $N_g = 1{,}592$; $N_p = 1{,}572$; $N_g - N_p = 0{,}020$. По другим данным $N_g = 1{,}590$; $N_p = 1{,}580$; $N_g - N_p = 0{,}010$ (Кревелинг).

Оптически одноосный, положительный.

Таблички по (0001) обладают отрицательным удлинением. Образуется при воздействии сернистых паров на кислые вулканические породы (риолиты, трахиты, андезиты), в других случаях — при действии сульфатных поверхностных вод на обогащенные Al_2O_3 породы. От серицита отличается отрицательным характером удлинения, одноосностью.

Иногда образуется в осадочных породах — бокситах, сопровождаясь гиббситом, диаспором, каолинитом.

г) Диаспор

$Al_2O_3 \cdot H_2O$. Содержит 85% Al_2O_3 и 15% H_2O. Ромбический. $N_g = 1{,}750$; $N_m = 1{,}722$; $N_p = 1{,}702$; $N_g - N_p = 0{,}048$.

Оптически положительный. $2V = 84°$.

Кристаллы призматические, иногда частично таблитчатые по (010). Совершенная спайность по (010), ясная по (210). Кристаллы разного размера, иногда очень мелкие. В шлифе бесцветный, иногда синеватый или зеленоватый. Шагреневая поверхность, как и рельеф, ясно заметные. Интерференционная окраска в шлифах нормальной толщины высокая, сходная с окраской мусковита.

Оптический характер минерала положительный, удлинения — отрицательный. Угасание прямое. В породах, в более или менее значительной степени метаморфизированных, часто сопровождается корундом, как продуктом своего преобразования. В некоторых вулканических породах встречается в сопровождении алунита. Играет существеннейшую роль в составе моногидратных (диаспоровых) бокситов СССР (Северный и Южный Урал, Алтай и др.), во Франции и др. обычно в сопровождении бемита, на Алтае — также корунда. Присутствует преимущественно среди палеозойских пород (силур-девон). Отличается от других таблитчатых минералов положением плоскости оптических осей параллельно спайности и высоким двупреломлением (высокой интерференционной окраской), нерастворимостью в кислотах, твердостью и удельным весом.

Присутствует иногда среди продуктов выветривания магматических пород в некоторых палеозойских известняках (Северный Урал).

Бемит

$Al_2O_3 \cdot H_2O$. Ромбический.

Образует мелкие таблички по (001), со слабо развитыми плоскостями (110) (угол 63°). Совершенная спайность по (010). $N_g = 1{,}661$; $N_p = 1{,}646$; $N_g - N_p = 0{,}015$.

Оптически положительный. $2V = 80°$.

Плоскость оптических осей (001); $a = N_p$; $b = N_m$; $c = N_g$.

Рентгеновское исследование показало, что бемит изоморфен лепидокрокиту.

Встречен был в бокситах Арижа (Лаппаран). Видную роль играет в составе моногидратных бокситов Северного и Южного Урала, также в составе каменноугольных бокситов Тихвинского района. Выполняет пустотки вместе с гидраргиллитом в пегматитах Вишневых гор на Урале.

д) Гетит

$Fe_2O_3 \cdot H_2O$. Ромбический.

Кристаллы обычно призматические, часто волокнистые; иногда таблитчатые по (010), реже по (100), нередко тонкодисперсные. Совершенная спайность по (010). Уд. вес 4,0—4,4.

Отличается резко выраженной дисперсией; для волны 610—620 он одноосный, для красной — плоскость оптических осей (100), для желтой, зеленой и синей — (001). Острая биссектриса перпендикулярна к (010) для всех цветов. Удлинение положительное.

$N_g = 2{,}400$; $N_m = 2{,}394$; $N_p = 2{,}260$; $N_g - N_p = 0{,}140$.

Оптически отрицательный.

В шлифе желтый до бурого, плеохроичный. Обычно минерал, называемый лимонитом, представляет собой гетиг. Широко распространен в железных рудах, в продуктах выветривания.

Лепидокрокит

$Fe_2O_3 \cdot H_2O$. Ромбический.

Таблитчат по (010), параллельно совершенной спайности. Менее совершенная спайность по (001). Уд. вес 4,09. Плоскость оптических осей (100).

Оптически положительный. $2V = 83°$. Слабая дисперсия.

$N_g = 2{,}51$; $N_m = 2{,}15$; $N_p = 1{,}94$. Плеохроизм резко выраженный со сменой цветов; по N_g буровато-желтый, по N_m оранжево-желтый до красно-оранжевого, по N_p светложелтый. Абсорбция $N_g > N_m > N_p$.

Присутствует в рудных месторождениях совместно с лимонитом.

В структурном отношении (судя по данным рентгеноскопии) близок к бемиту.

Глауконит

$KMg(Fe, Al)_3(SiO_3)_6 \cdot 3H_2O$. Моноклинный.

$N_g = 1{,}610—1{,}644$; $N_m = 1{,}609—1{,}643$; $N_p = 1{,}590—1{,}612$; $N_g - N_p = 0{,}020—0{,}032$.

Оптически отрицательный. $2V = 16—30°$.

Глауконит обычно встречается в осадочных породах в виде мелких зерен округлой формы, часто почковидной, заполняет раковины фораминифер, каналы спикулей губок; кристаллы отсутствуют.

Окраска зеленовато-черная, в шлифе зеленая и оливково-зеленая, довольно яркая, иногда желтоватая. Спайность совершенная по (001).

Интерференционная окраска различной яркости, обычно II порядка, затемняющаяся густой окраской самого минерала. В пластинчатых агрегатах и зернах ясно проявляется плеохроизм. Обычно обнаруживает мелкоагрегатную поляризацию. Угасание прямое или почти прямое (2—3°). Оптический характер удлинения, аналогично слюдам, положительный.

При выветривании переходит в гидратные окислы железа. Широко распространен в глауконитовых зеленых песчаниках и песках, глинах, мергелистых глинах, в мергелях, а также в некоторых известняках. Типичный минерал осадочных пород, широко распространенный. Иногда замещает другие минералы, в частности пироксены.

С глауконитом очень сходен шамуазит, богатый FeO и Fe_2O_3 хлорит, играющий местами видную роль среди обогащенных железом осадочных пород. Отличается от глауконита тем, что образует оолитовые стяжения, показатель преломления 1,64 $N_g - N_p = 0{,}010—0{,}012$. Его плеохроизм напоминает плеохроизм глауконита: $N_g = N_m =$ = бледнозеленый, N_p = желтоватый или бесцветный; в общем окраска его более бледная, чем у глауконита.

С глауконитом сходен также зеленый радиально лучистый делессит с $N_g - N_p$ до 0,011 при показателях преломления около 1,53—1,60.

III. МИНЕРАЛЫ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Среди минералов метаморфических пород большую роль играет ряд минералов магматических пород, частью и осадочных пород, — кварц, полевые шпаты, слюды, амфиболы, пироксены, оливины, карбонаты, турмалин, топаз, отчасти гранаты и др.; ряд других минералов характерен главным образом для пород метаморфических — силлиманит, андалузит, кианит, кордиерит, ставролит, шпинель, периклаз, бруцит, тальк, также некоторые минералы, играющие в магматических породах роль минералов, получившихся путем преобразования первичных магматических минералов, как, например, хлориты.

Таблица 15

Группа глиноземистых силикатов

Название минерала	Химический состав	Сингония	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	2V	Оптическая характерист.
Андалузит	Al_2SiO_5	Ромбическая	1,643	1,638	1,632	0,011	84°	(—)
Силлиманит	Al_2SiO_5	»	1,682	1,661	1,660	0,021	20°	(+)
Кианит	Al_2SiO_5	Триклинная	1,729	1,722	1,717	0,012	82°	(—)
Топаз	$Al_2SiO_4(OH,F)$	Ромбическая	1,618—1,638	1,610—1,631	1,607—1,629	0,011—0,009	48—65°	(+)
Ставролит	$2Al_2SiO_5(Fe,Mg)(OH)_2$	Ромбическая	1,751—1,762	1,745—1,754	1,734—1,747	0,012—0,015	88—80°	(+)
Кордиерит	$(Mg,Fe)_2Al_4Si_5O_{18}$	Ромбическая	1,540—1,568	1,537—1,566	1,534—1,552	0,006—0,011	40—80°	(—) иногда (+)

а) **Группа глиноземистых силикатов** (табл. 15).

В группе глиноземистых силикатов объединяется ряд минералов, состоящих из Al_2O_3 и SiO_2, частью с присоединением к ним также некоторых количеств либо летучих компонентов (F, OH, B), либо MgO, FeO. Сюда относятся андалузит, силлиманит, кианит, топаз, муллит, дюмортиерит, кордиерит.

Андалузит (табл. II, фиг. 2)

Андалузит (Al_2O_3 63,2%; SiO_2 36,8%) обычно бесцветный, иногда розоватый и тогда ясно плеохроичный, образует часто призматические с почти прямоугольным поперечным сечением, иногда также неправильные зерна с характерной шагреневой поверхностью и не особенно высокой интерференционной окраской, в нормальных шлифах желтого цвета I порядка. Характерно то, что в поперечных разрезах его часто по диагоналям расположены скопления углистого вещества (х и а с т о л и т). Часто прорастает большим числом мелких округлых зерен кварца. Спайность ясная по призме, иногда и очень отчетливая (рис. 98).

Рис. 98. Андалузит.

Оптический характер минерала и удлинения отрицательный.

От силлиманита отличается отрицательным характером удлинения, меньшим двупреломлением, большим углом оптических осей, от окрашенного розоватого гиперстена — отрицательным характером удлинения.

Легко переходит в агрегат серицита и мусковита, при 1300° переходит в муллит. Встречается в контактно метаморфических глинистых и слюдяных сланцах, широко в них распространенный. Характерный парагенез: кварц, биотит, мусковит. Иногда присутствует также в пегматитах.

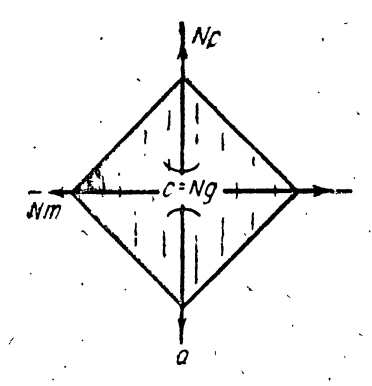


Рис. 99. Силлиманит.

Силлиманит

Силлиманит (Al_2O_3 63,2%; SiO_2 36,8%) образует обычно длиннопризматические, игольчатые, волокнистые кристаллы и агрегаты их иногда в виде войлока (рис. 99). Спайность редко заметная по (010). Рельеф и шагреневая поверхность ясно выражены; наиболее высокая интерференционная окраска в толстых кристаллах при нормальной толщине шлифа желтая. Угасание прямое, оптический характер минерала и удлинения положительный, что резко отличает его от андалузита и игольчатых кристаллов апатита; от последнего отличается также большим двупреломлением.

Силлиманит входит в состав гнейсов, слюдяных сланцев и других горных пород, образовавшихся за счет метаморфизации глинистых пород; иногда присутствует в гранитах, часть как результат растворения в них обломков глинистых пород. Характерный парагенез: гранат, кордиерит, полевые шпаты, кварц, биотит, иногда клиногиперстен, шпинель.

Кианит (дистен)

Оптическая ориентировка: плоскость оптических осей почти перпендикулярна (100); $c:N_g$ примерно —30° (рис. 100).

Al_2O_3 63,2%; SiO_2 36,8%.

Кианит бесцветный; для него характерны таблитчатые по (100) кристаллы с ясно выраженными трещинами по (100), менее ясными по (010), с отдельностью по (001) под углом 85° к длине кристалла.

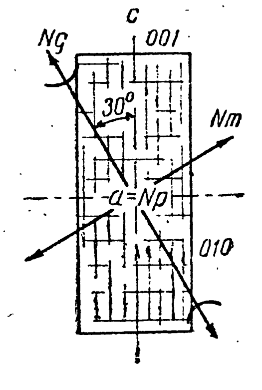


Рис. 100. Кианит.

Наиболее характерными особенностями кианита являются: резко выраженные шагреневая поверхность и рельеф, большой угол угасания, не особенно высокая интерференционная окраска, обычно не выходящая за пределы I порядка, положительный характер удлинения, отрицательный характер минерала, иногда также полисинтетические двойники. Характерный парагенез: ставролит, гранат, рутил, мусковит, биотит, иногда также полевые шпаты и кварц. Входит в состав исключительно метаморфических пород: гнейсов и слюдяных сланцев, образовавшихся из глинистых осадков; иногда в пегматитах, пересекающих глинистые породы. Является минералом высокого давления.

Топаз

Оптическая ориентировка: $a = N_p$, $b = N_m$, $c = N_g$ (рис. 101).

Топаз (Al_2O_3 56,5%, F 17,6%, SiO_2 33,3%) всегда бесцветный, обычно в виде неправильных зерен или короткопризматических кристаллов с ромбическими очертаниями в поперечных разрезах, с отчетливой спайностью по (001). Характерны прямое угасание, ясная шагреневая поверхность; интерференционная окраска аналогичная кварцу; отличается от кварца показателем преломления, спайностью, двуосностью; прямое угасание отличает топаз от других минералов. Плоскость оптических осей (010); дисперсия $r > v$ ясно заметна.

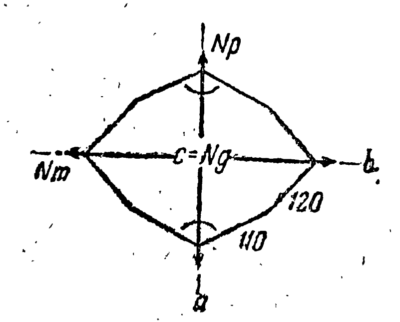


Рис. 101. Топаз.

Топаз — минерал характерный для высокотемпературных жильных месторождений. Характерный парагенез: кварц, турмалин, плавиковый шпат, касситерит, мусковит в некоторых гранитах, кварцевых порфирах, в пегматитах, иногда также в некоторых липаритах.

Ставролит

Оптическая ориентировка: $a = N_m$; $b = N_p$; $c = N_g$ (рис. 102).

Чрезвычайно характерна для ставролита его желтая окраска и резко или довольно резко выраженный плеохроизм с абсорбцией $N_g > N_m > N_p$. Обычно образует призматические кристаллы с шестиугольными поперечными разрезами благодаря комбинации (110) и (010) при почти полном отсутствии спайности. Другие характерные особенности — резко выраженные шагреневая поверхность и рельеф и

сравнительно невысокие интерференционные цвета при нормальной толщине шлифа — до бледножелтого I порядка, прямое угасание.

Нередки многочисленные прорастания ставролита округлыми зернами кварца. Ставролит входит в состав метаморфических пород, образовавшихся из глинистых пород, слюдяных сланцев и филлитов, гнейсов. Характерный парагенез: гранит, кианит, силлиманит, биотит.

Кордиерит (табл. II, фиг. 3 и 4).

Оптическая ориентировка: $a = N_m$; $b = N_g$; $c = N_p$.

В шлифах бесцветный, редко желтоватый; по показателям преломления и двупреломлению почти не отличим от кварца и олигоклаза в том случае, когда последний лишен двойникового сложения. Обычно образует такие же, как кварц, неправильные зерна.

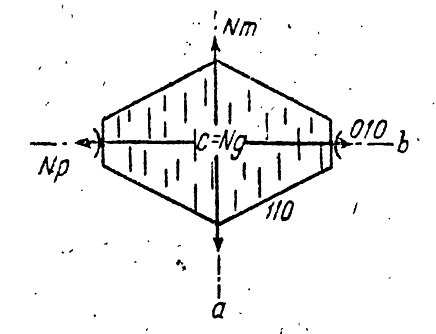


Рис. 102. Ставролит.

Характерными особенностями кордиерита, который обычно смешивают то с кварцем, то с полевыми шпатами, являются следующие: 1) плеохроичные оболочки желтого и яркожелтого до оранжевого цвета вокруг радиоактивных минералов; они, однако, в большинстве случаев отсутствуют или незаметны;

2) трещины спайности, отличающие кордиерит от кварца;

3) продукты выветривания, отличающие кордиерит от кварца; они обычно очень густо расположены вдоль трещин спайности и других извилистых трещин, в то время как в полевых шпатах они рассеяны обычно как бы в виде облаков;

4) иногда полисинтетические двойники, напоминающие альбитовые двойники плагиоклазов, отсутствующие в кварце;

5) тройники и шестерники, отсутствующие и в кварце, и в полевых шпатах.

Кордиерит входит в состав многочисленных метаморфических пород, источником которых являются осадочные, глинистые породы, или в магматических породах, растворивших более или менее значительные количества этих пород (некоторые гранато-кордиеритовые граниты). Нередко присутствует в роговиках. Характерный парагенез: гранат, силлиманит, биотит, кварц, полевые шпаты, иногда клиногиперстен, шпинель.

б) Группа граната

Состав гранатов, кристаллизующихся в кубической сингонии, крайне разнообразен. Особенно широким распространением пользуются следующие из них (миналы):

		N	Уд. вес
Гроссуляр	$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$	1,735	3,53
Пироп	$Mg_3Al_2(SiO_4)_3$	1,705	3,713
Альмандин	$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$	1,830	4 25
Андрадит	$Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$	1,890	3,75

Обыкновенный гранат представляет изоморфную смесь нескольких основных типов граната.

Все гранаты оптически изотропны, хотя в связи с тем, что они образуют изоморфные смеси (твердые растворы) друг с другом, в них

иногда, в особенности в гранатах контактно-метаморфических пород, ясно выражены оптические аномалии (действие на поляризованный свет и распадение кристаллов на отдельные сегменты). Обычно гранаты бесцветны или окрашены в различные цвета, в зависимости от состава, — розоватый (альмандин), зеленоватый (гроссуляр), коричневатый (андрадит). Резко выражены шагреневая поверхность и рельефы.

Обычно в виде изометричных зерен и кристаллов с гранями (110) или (221) или их комбинаций. Часто проникнуты многочисленными зернами кварца, иногда также биотита и других минералов.

Сходен с шпинелью, от которой отличается отсутствием октаэдрических очертаний.

Альмандин особенно часто присутствует в глубинных регионально метаморфизованных породах — в гнейсах, слюдяных сланцах; гроссуляр и андрадит — в контактово-метаморфизированных карбонатных породах (скарнах), пироп обычно связан с перидотитами и апоперидотитовыми серпентинитами.

Андрадит иногда присутствует в щелочных породах, богатых натрием (в нефелиновых сиенитах, фонолитах и др.).

в) Скаполит

Твердый раствор $mNa_4Al_3Si_9O_{24}Cl$ (мариалит, Ma) + $nCa_4Al_6Si_6O_{24}CO_3$ (мейонит, Me). Квадратный.

Минералы группы скаполита характеризуются составами, до известной степени сближающими их с составом плагиоклазов и образующими аналогичную серии твердых растворов альбит-анортит с тем отличием, что в состав скаполитов входят летучие компоненты Cl и CO_2.

Скаполиты образуют частью призматические кристаллы с хорошо развитыми плоскостями (110) и пирамидами (111), чаще неправильной формы зерна. В высокой степени характерна весьма совершенная спайность по (110). Уд. вес их 2,55—2,80 увеличивается по мере возрастания содержания CaO.

$N_g = 1{,}546$ (Ma) — 1,615 (Me); $N_p = 1{,}540$ (Ma) — 1,560 (Me); $N_g - N_p = 0{,}006$ (Ma) — 0,040 (Me).

Таким образом, как и в плагиоклазах Na-скаполиты обладают малыми показателями преломления (нет шагреневой поверхности), постепенно увеличивающимися по мере перехода к CaO-скаполитам (ясно выраженная шагреневая поверхность). То же относится и к двупреломлению; богатые CaO скаполиты обладают высокой интерференционной окраской, такой же чистой, как и в мусковите. Скаполиты в значительной степени устойчивые минералы. При разрушении переходят в слюды, кальцит, кварц, различные цеолиты.

Скаполиты широко распространены в кристаллических сланцах и контактно-измененных породах, образовавшихся как из магматических, так и из осадочных пород, особенно карбонатных, в частности мергелистых.

г) Корунд

Al_2O_3. Гексагональный (дитригонально-скаленоэдрический). $N_g = 1{,}767$; $N_p = 1{,}759$; $N_g - N_p = 0{,}008$.

Оптически отрицательный.

Бесцветный, нередко синий различной интенсивности; часто неравномерно окрашен; обнаруживает плеохроизм. Часто в виде остробипирамидальных кристаллов с поперечными шестиугольными разре-

зами их, также в виде зерен, иногда пластинчатых; спайность по (0001) и по (10$\bar{1}$0). Характерны резко выраженные шагреневая поверхность и рельеф, двупреломление, близкое к кварцу, оптически отрицательный характер минерала и удлинения, также полисинтетические двойники по ромбоэдру (10$\bar{1}$1). Часто встречается в контактно-измененных известняках, в гибридных породах, корундовых сиенитах, также в преобразованных путем десиликации пегматитах. Парагенез в некоторых случаях (Казахстан) — андалузит, серицит, алунит. В магматических породах не встречается вместе с кварцем.

д) Шпинель

$(Mg, Fe) \cdot (Al, Fe, Cr)_2O_4$. Кубическая.

Изотропный. $N = 1{,}72—1{,}78$.

Бесцветная, зеленая, иногда густозеленая, буроватая и бурая (**пикотит**); изометричными изотропными зернами или октаэдрическими кристаллами. Очень резко выражены шагреневая поверхность и рельеф; присутствует в метаморфизованных кристаллических известняках. Характерный парагенез: флогопит, хондродит, иногда графит; редко кластический в осадочных породах. Пикотит главным образом связан с ультрабазитами - перидотитами, дунитами, серпентинитами.

Герцинит встречается в парагенезе с **изумрудом**.

е) Периклаз

Изотропный. $N = 1{,}738$. MgO. Кубический.

Бесцветный; образует изометричные изотропные зерна или кристаллы и агрегаты их с высоким рельефом. Почти исключительно в метаморфизованных известняках. Обычно окружен оболочками **брусита** $Mg(OH)_2$, в который переходит при гидратации, с меньшими показателями преломления ($N_g = 1{,}585$; $N_p = 1{,}566$; $N_g - N_p = 0{,}019$), с резко выраженной слюдовидной спайностью по (0001); прямое угасание; оптически одноосный, положительный. Присутствует особенно часто в кальцитово-бруцитовых породах (предаццитах), также во многих серпентинитах.

ж) Группа эпидота (табл. 16)

В состав группы эпидота входит ряд минералов, представляющих собой кальциево-алюминиевые силикаты, содержащие всегда гидроксил.

Таблица 16

Название минерала	Химический состав	N_g	N_p	$N_g—N_p$	$2V$	Оптическая характеристика	Сингония
Эпидот	$Ca_2(Al,Fe)_3(OH)(SiO_4)_3$	1,768—1,780	1,729—1,734	0,039—0,046	68—89°	(—)	Моноклинная
Клиноцоизит	$Ca_2Al_3(OH)(SiO_4)_3$	1,735	1,725	0,010	80—85°	(+)	Моноклинная
Цоизит	$Ca_2Al_3(OH)(SiO_4)_3$	1,702—1,706	1,700—1,695	0,002—0,006	0—60°	(+)	Ромбическая
Ортит	$(Ca,Fe'')(Al,CeFe''') \rightarrow (OH)(SiO_4)_3$	1,661—1,80	1,64—1,77	0,020 и менее	Большой	(—)	Моноклинная
Пьемонтит	$Ca_2(Al,Fe,Mn)_3(OH) \rightarrow (SiO_4)_3$	1,819	1,758	0,061	55—80°	(+)	Моноклинная

Эпидот

Оптическая ориентировка: $b = N_m$; $c : N_p = 1$—5° (рис. 103).

Эпидот встречается в виде как кристаллов, иногда вытянутых в длину, так и неправильных зерен. Поперечные сечения псевдогексагональные. Спайность совершенная по (001). Характерны желтоватая окраска, плеохроизм, высокие рельеф и интерференционная окраска, притом очень пестрая, частью желтая и аномальная синяя, в особенности на краях зерен. Угасание косое. От цоизита и клиноцоизита отличается более высоким двупреломлением, от диопсида и авгита — почти прямым угасанием. Широко распространен в разнообразных маг-

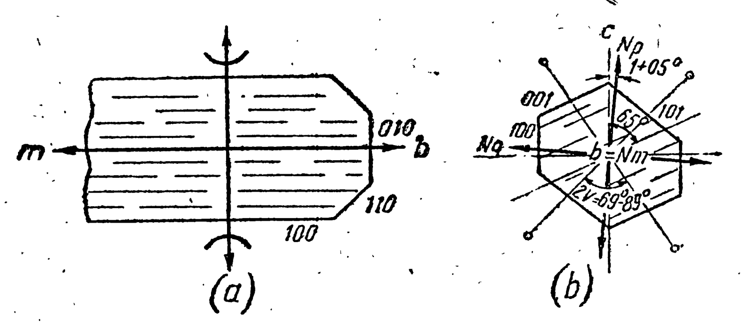


Рис. 103. Эпидот.

матических и метаморфических породах, в первых как вторичный, во вторых как первичный минерал; редко встречается в виде кластической составной части осадочных пород.

Клиноцоизит

Оптическая ориентировка: $b = N_m$; $c : N_p = 0$—12°; плоскость оптических осей параллельна (010).

Клиноцоизит (безжелезистый или слабожелезистый эпидот) бесцветный; отличается от эпидота отсутствием плеохроизма и низкими интерференционными цветами, положительным оптическим характером; от цоизита — более высокой интерференционной окраской, косым угасанием. Распространение тождественно с эпидотом.

Цоизит

Цоизит обычно бесцветный, иногда (при содержании марганца) фиолетовый и плеохроичный (т у л и т); образует короткие призматические кристаллы или неправильные зерна с хорошей спайностью по (010); различают две разновидности его: 1) α-цоизит; плоскость оптических осей параллельна плоскости (010) (перпендикулярна длине); интерференционные окраски аномальные до густосиних; 2) β-цоизит; плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010), интерференционная окраска нормальная.

Встречается как продукт разрушения основных плагиоклазов, входит в состав некоторых метаморфических пород.

Пьемонтит

Оптическая ориентировка: $a = N_m$; $c : N_p = 5$ до 7°; плоскость оптических осей (010).

Отличается от других минералов при очень высокой интерференционной окраске (отличие от тулита) резко выраженным ярким плео-

хроизмом: N_g карминовый или густокрасный, N_m аметистово-синий или фиолетовый, N_p желтый до оранжевого; угасание почти прямое; непостоянный оптический характер удлинения. Большей частью входит в состав гнейсов и слюдяных, также и слабо метаморфизованных глинистых сланцев (Алтай), разрушенных кварцевых порфиров (США).

Ортит (алланит)

Оптическая ориентировка: $b = N_m$; $c : N_p = 36°$.

Характерные свойства ортита (цериевого эпидота): неправильная форма зерен, нередко наблюдаемое параллельное срастание с эпидотом, светлая до темнобурой окраска, неправильные трещины спайности, резко выраженные рельеф и шагреневая поверхность; интерференционная окраска обычно маскируется окраской самого минерала. Сходен с коричневой роговой обманкой; отличается от нее спайностью по одному направлению. Входит в состав некоторых гранитов, сиенитов, пегматитов, гнейсов.

з) Группа хлорита

$(OH)_4(MgFeMnAlFe'''Cr)_3(SiAlFe''')_2O_5$. Моноклинные.

Пеннин (бедный Al_2O_3) $N_m = 1{,}56—1{,}58$;

$N_g — N_p = 0{,}0—0{,}004$ ($\mp$)

Клинохлор (богатый Al_2O_3) $N_m = 1{,}57—1{,}59$;

$N_g — N_m = 0{,}004—0{,}010 +$

Оптическая ориентировка: $b = N_m$; $a : N_p = 0—8°$; $2V = 0—45°$ (рис. 104); в клинохлоре часты полисинтетические двойники.

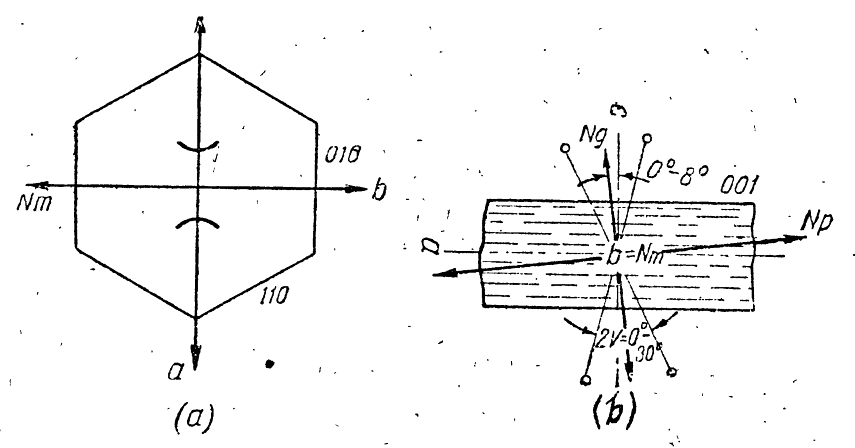


Рис. 104. Хлорит.

Хлориты обычно светлозеленые с заметным плеохроизмом от зеленого до желтоватого, иногда бесцветные; обычно образуют листоватые и чешуйчатые до мелкочешуйчатых агрегаты. Для хлоритов очень характерны низкие и аномальные интерференционные цвета (бурые или индигово-синие) при малых показателях преломления и наличие тонких трещин спайности в поперечных разрезах.

Широко распространены как вторичные минералы магматических пород, так же как существенная составная часть ряда магнезиально-железистых метаморфических пород.

Часто замещает биотит, роговые обманки, пироксены, иногда образуется и в плагиоклазах. Наиболее характерный парагенез: тальк, гранат, роговая обманка, магнетит.

и) Тальк

$(OH)_2Mg_3Si_4O_{10}$. Моноклинный.

$N_g=1{,}589$; $N_m=1{,}589$; $N_p=1{,}539$; $N_g-N_p=0{,}050$.

Оптически отрицательный. $2V=6-30°$. $a=N_m$; $b=N_g$; $c=N_p$.

В шлифе бесцветный, мелкими и более крупными чешуйками, иногда взаимно параллельно располагающимися, с весьма совершенной спайностью по (001). Интерференционные окраски очень высокие, III порядка; угасание почти прямое. От мусковита отличается меньшим углом оптических осей и некоторой бледностью интерференционной окраски. Вообще отличить его от последнего очень трудно. Характерным признаком является парагенез талька с другими магний-содержащими минералами (хлоритом и др.). Входит в состав тальковых сланцев и талькитов. Частый парагенез: доломит, тремолит, магнезит, антигорит. Иногда генезис его гидротермальный.

к) Серпентин

$H_4Mg_3Si_2O_9$. Ромбический.

Антигорит (мелколистоватая разность): $N_g=1{,}571$; $N_m=1{,}570$; $N_p=1{,}560$; $N_g-N_p=0{,}011$.

Оптически отрицательный. $2V=20-90°$.

Хризотил (тонковолокнистая разность): $N_g=1{,}555$; $N_p=1{,}542$; $N_g-N_p=0{,}013$.

Оптически положительный. $2V=30-35°$.

Серпентин бесцветен, образует либо мелко- и тонколистовые агрегаты (антигорит) (рис. 105), либо параллельно волокнистые (хризотил).

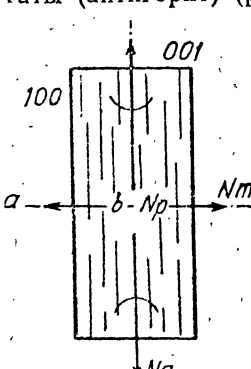


Рис. 105. Антигорит.

Листоватый серпентин широко распространен в составе серпентинитов, часто образует решетчатого сложения агрегаты. Как и хризотил, представляет собой продукцию гидротермального изменения, главным образом оливина, частью также и пироксенов; хризотил также входит в состав серпентинитов, иногда образуя в них прожилки. От других асбестов (тремолитовых, антофиллитовых, крокидолитовых) отличается меньшими показателями преломления.

Парагенез антигорита характерный: тальк, магнетит, хромит пикотит.

л) Графит

С. Гексагональный. Непрозрачный, в некоторых своих разностях просвечивает. Характерны чешуйчатые очертания и то, что по краю его таблитчатых листочков по (0001) видны тонкие зернышки его же, получающиеся при шлифовании. Характерный минерал некоторых метаморфических пород (графитовых гнейсов, сланцев и некоторых известняков). Присутствует лишь изредка в магматических и осадочных породах.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ОПИСАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

I. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Магматические породы образовались при высокой температуре путем застывания расплавленных силикатных, несравненно реже окисных, сульфидных, карбонатных и иных магм, поднявшихся под влиянием тех или иных геолого-тектонических процессов из глубин земной коры. Магмы, постепенно охлаждаясь, застывали, кристаллизуясь на бо́льших или меньших расстояниях от поверхности земли, образуя глубинные (абиссальные) породы. Частью они изливались на поверхность земли или застывали около нее и давали начало породам излившимся (эффузивным); промежуточное положение занимают породы полуглубинные (гипабиссальные).

В отличие от низкотемпературных осадочных пород, магматические являются породами высокотемпературными. Температуры их образования обычно значительно превышают критическую температуру воды, т. е. 375°; часто также велико и то давление, при котором образуются магматические породы. В связи с этим они отличаются от осадочных особенностями своего минералогического состава и строения; ряд минералов является общим как для осадочных, так и для магматических и метаморфических пород. Некоторые минералы встречаются только в магматических породах (например, заместители полевых шпатов, в их числе содалит, лейцит и др.).

К числу характерных особенностей магматических пород относится то, что они в огромном большинстве случаев обладают кристаллическим строением, видимым большей частью и простым глазом (например, в гранитах, диоритах и других глубинных породах) или только под микроскопом (например, в ряде излившихся пород — в некоторых базальтах, в андезитах и др.); кристаллические структуры в осадочных породах встречаются значительно реже (например, в части карбонатных пород, в некоторых химических осадках — каменной соли, гипсе и др.). Характерно то, что магматические породы не образуют слоев; если же в них наблюдается подобие слоистости, то обычно это получается частью за счет того, что потоки или покровы вулканических пород покрывают сериями друг друга (например, базальтовые лавовые покровы Гренландии и др.). Иногда ложная слоистость как результат неодинакового состава отдельных частей массива наблюдается и в глубинных магматических породах.

Обычно магматические породы массивны, часто прорезают осадочные породы, вызывая глубокие изменения их в контакте.

Магматические породы обычно состоят из тех минералов, которые выделились на месте застывания пород, или из вторичных минералов, образовавшихся за счет изменения первичных минералов (например, хлорита за счет биотита, серпентина за счет оливина и т. д.). Образование ряда магматических пород наблюдается и в настоящее время; например во время излияния лав на вулканах Камчатки (Ключевская, Авачинская и другие сопки), на Гавайских островах, в ряде мест Северной и Южной Америки и повсюду, где имеются действующие вулканы.

Магмы, дающие начало магматическим породам, рассматриваются как сложные, по преимуществу силикатные расплавы. Минералогический и химический состав магматических пород, получающихся из этих магм, находится в тесной связи с одной стороны с химическим составом самой магмы, с другой — с теми физическими условиями, при которых магма затвердевала. Одна и та же магма, в зависимости от физических условий, может дать начало различным породам, часто на первый взгляд не имеющим между собой ничего общего; например гранитная магма дает начало крупнозернистому граниту (при застывании на глубине) и стекловатому обсидиану (при излиянии).

О составе магм можно до известных пределов судить по составу магматических пород.

1. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В состав магматических пород входит значительное число элементов и окислов их. Из них главнейшие десять: SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, H_2O; кроме того, часто присутствуют, хотя и в малых количествах, MnO, CO_2, SO_3, P_2O_5, F, Cl; другие еще в меньшем количестве. По существу почти все элементы, известные нам, мы можем найти в магматических породах.

Большинство магматических пород имеет состав, находящийся в пределах следующих весовых процентов главнейших окислов.

Весовые проценты окислов в магматических породах:

SiO_2 . . .	от 85 до 24 %	CaO . . .	от 17 до долей %
Al_2O_3 . . .	„ 25 „ долей %	Na_2O . . .	„ 14 „ „ „
FeO	„ 13 „ „ „	K_2O	„ 13 „ „ „
MgO . . .	„ 30 „ „ „	H_2O	„ 7 „ „ „

Изредка встречаются породы, не укладывающиеся в указанные нормы.

В зависимости от химического и минералогического состава, магматические породы разделяются на группы; основное деление их производится прежде всего по содержанию кремнекислоты. Различают следующие пять главных групп магматических пород (табл. 17).

Кроме того, выделяют магмы особого типа, играющие в общем второстепенную роль, в которых кремнекислота отсутствует или играет совершенно подчиненную роль:

Карбонатиты	Магма карбонатная
Апатитолиты	Магма фосфатовая
Сульфидолиты	Магма сульфидная
Ферролиты	Магма окисно-железистая

Относительные количества окислов не являются случайными, но подчиняются определенным правилам. Так, нам неизвестны породы,

содержащие много SiO_2 и в то же время много окислов MgO и FeO; отсутствуют породы, богатые щелочами и в то же время особенно бедные кремнекислотой. Известны породы, богатые окислами магния и железа, — аналогичные породы, богатые кальцием, отсутствуют. Все эти примеры объясняются тем, что магмы, дающие начало магматическим породам, представляют собой в большинстве случаев сложные силикатные расплавы, подчиняющиеся законам физической химии.

Таблица 17

Главные группы магматических пород

Горные породы	SiO_2	Типы магм
Ультраосновные породы (ультрабазиты)	менее 40%	Пироксенито-перидотитовая магма
Основные породы (базиты)	» 40—52%	Габбровая магма
Средние породы	52—65%	Диоритовая, сиенитовая нефелино-сиенитовая магмы
Кислые породы (ацидиты)	65—75%	Гранитные магмы
Ультракислые породы (гиперациды)	более 75%	Ультракислые магмы

Летучие компоненты, входящие в состав магмы и в то же время отсутствующие или почти отсутствующие в магматических породах, носят название минерализаторов или сверхплавких составных частей. Следы их сохраняются в породах в виде составных частей отдельных минералов, например воды в биотите и в роговой обманке, фтора в апатите и в плавиковом шпате, бора в турмалине и т. д. Присутствие минерализаторов в магме обусловливает то, что магма становится более жидкостной, теряет в значительной степени вязкость; это способствует кристаллизации ее при охлаждении с образованием более или менее крупных кристаллов. Летучие составные части растворимы в магме лишь при больших давлениях; при понижении давления они удаляются из магмы, в частности при излиянии ее в виде лавы на поверхность земли.

Химический состав магматических пород изображается различными способами. Наиболее часто он изображается в виде весовых процентов, т. е. так, как эти числа даются в результатах химического анализа.

Так как формулы минералов обычно изображают молекулярные соотношения окислов, в настоящее время широко применяется перечисление химического состава магматических и других пород на молекулярные количества слагающих их окислов.

Так как числа весовых молекулярных процентов трудно сравнивать друг с другом при большом количестве этих анализов, предложены различные методы их перечисления.

Среди них особенно широко применяются в настоящее время методы Ниггли и Заварицкого.

Пример пересчета химического анализа гранодиорита

Окислы	I Весовые %	II Молекулярные количества
SiO_2 . . .	64,12	1,068
TiO_2 . . .	0,47	6
Al_2O_3 . . .	15,91	156
Fe_2O_3 . . .	2,75	17
FeO . . .	3,31	46
MgO . . .	1,90	48
CaO . . .	4,80	86
Na_2O . . .	3,14	51
K_2O . . .	2,82	30
H_2O . . .	0,66	—
	99,88	1,508

Молекулярные количества окислов вычисляются делением весовых процентов на молекулярные веса окислов.

Молекулярные веса окислов следующие:

SiO_2 . . .	60	MgO . . .	40
TiO_2 . . .	80	CaO . . .	56
Al_2O_3 . . .	102	Na_2O . . .	62
Fe_2O_3 . . .	160	K_2O . . .	94
FeO . . .	72		

Для SiO_2, например, молекулярное количество x вычисляется по следующей формуле:

$$x = \frac{64{,}12}{60} = 1{,}068.$$

Метод перечислений Ниггли. Метод основан на том, что окислы, входящие в состав горных пород, образуют определенные минералы. Так, щелочи идут на образование в первую очередь щелочных полевых шпатов — альбита и ортоклаза; MgO и окислы железа — на образование в первую очередь магнезиально-железистых силикатов (оливинов, пироксенов, амфиболов, биотита и др.); CaO входит в состав как анортита, так и магнезиально-железистых минералов (например, диопсида); Al_2O_3 — в состав всех полевых шпатов и части магнезиально-железистых минералов; наконец кремнекислота присутствует почти во всех минералах. Для этих пяти групп окислов Ниггли вычисляет специальные коэфициенты, которые он обозначает, после перечисления части их на 100, так: для Al_2O_3 — al, для суммы окислов магния и железа — fm, для окиси кальция — c, для суммы щелочей — alk; кроме того, особо вычисляется коэфициент si для SiO_2.

Вычисление этих коэфициентов для взятого примера производится следующим образом.

Окись железа переводится на закись путем умножения молекулярного количества Fe_2O_3 на 2. Отдельно вычисляются молекулярные количества Al_2O_3, CaO и суммы щелочей. Сумма $156 + (17 \times 2 + 46 + + 48) + 86 + (51 + 30) = 451$ перечисляется на 100; получаются главные коэфициенты Ниггли:

$$al = 34{,}6; \quad fm = 28{,}4; \quad c = 19{,}0; \quad alk = 18{,}0,$$

сумма которых равна 100.

Для вычисления коэфициента si молекулярное количество SiO_2 (в вышеприведенном примере равное 1,068) делится на сумму остальных молекул (451) и умножается на 100:

$$si = \frac{1{,}068 \cdot 100}{451} = 237.$$

Коэфициент k, характеризующий относительное содержание K_2O и Na_2O, вычисляется так:

$$k = \frac{K_2O}{(K_2O + Na_2O)} = \frac{30}{(51 + 30)} = 0{,}37.$$

Для получения коэфициента mg, дающего понятие об относительном количестве MgO, берется формула:

$$mg = \frac{MgO}{MgO + FeO + 2Fe_2O_3} = \frac{48}{128} = 0{,}38.$$

Часто эти числа округляют до целых для первых пяти коэфициентов, для k и mg — до первых десятичных.

Общая формула по Ниггли следующая для данного гранодиорита:

si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c:fm*
230	35	28	19	18	0,37	0,38	0,67

Метод перечислений А. Н. Заварицкого. По методу, предложенному А. Н. Заварицким, вычисляются молекулярные количества, характерные для определенных типов минералов изверженных пород, а именно:

1) $(Na,K)AlO_2$ (a) — характерные для щелочных полевых шпатов и их заместителей;
2) $CaAlO_4$ (c) — для анортита;
3) $R''O$ (b) — для темноцветных минералов;
4) SiO_2 (s) — для кварца.

Отношение этих характерных молекулярных количеств следующее:

$$\underset{a}{(Na,K)AlO_2} : \underset{c}{CaAlO_4} : \underset{b}{R''O} : \underset{s}{SiO_2}(+TiO_2) = a + c + b + s = 100.$$

Порядок вычисления основных числовых характеристик по А. Н. Заварицкому следующий:

1. Весовое процентное содержание окислов перечисляется в молекулярные количества их.

2. Молекулярное количество SiO_2 и TiO_2 складывается и сумма обозначается S.

3. Берется сумма молекулярных количеств K_2O и Na_2O. Если эта сумма меньше Al_2O_3 или равна этому количеству, то, удваивая сумму $K_2O + Na_2O$, получают A.

3а. Если $K_2O + Na_2O > Al_2O_3$, то величина A получается, удваивая Al_2O_3, а избыток $Na_2O' = K_2O + N_2O - Al_2O_3$, умножив на 2, обозначают $\bar{c}$.

4. Берется разность $Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O)$. Если она меньше или по крайней мере равна CaO, то ее обозначают C.

4а. Когда $Al_2O_3 > K_2O + Na_2O + CaO$, то C равно CaO, и в этом случае избыток $Al_2O_3' = Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO)$, умножив на 2, присоединяют к величине B.

5. Удваивая количество Fe_2O_3 и складывая его с количеством $FeO + MnO$, получают FeO'. В случае пород, пересыщенных щелочами, величина FeO' убавляется на величину $\bar{c}$ (п. 3а).

6. Определяется $CaO' = CaO - C$ (см. п. 4).

7. Сумма $FeO' + MgO + CaO'$ составляет величину B. Сюда же присоединяется удвоенный избыток Al_2O_3' (п. 4а).

8. Отношения $A : C : B : S$ приводятся к 100 по формуле:

$$a = \frac{100\,A}{N}; \quad c = \frac{100\,C}{N} \text{ и т. д.,}$$

где $N = A + C + B + S$. Таким образом, отношения $a : c : b : s'$ (или $a : \bar{c} : b : s$) выражаются в процентах.

Кроме того, для полной характеристики пород и для построения диаграммы, указывающей при помощи векторов главные особенности химизма горных пород и позволяющей удобно сравнивать между собою различные породы, вычисляются еще некоторые дополнительные коэфициенты: f', m', c', определяемые по формуле $f' = \frac{FeO' \cdot 100}{B}$ и т. д., и $n = \frac{2\,Na_2O \cdot 100}{A}$,

Сокращенные обозначения, соответствующие молекулярным количествам в числовых характеристиках Заварицкого, имеют следующие значения:

a — относительное число атомов щелочных металлов, входящих в состав алюмосиликатов в комбинации с атомами Al;

c — относительное число атомов Ca, соединенных в алюмосиликате с Al;

b — относительное число атомов всех остальных металлов, не входящих в указанные выше группы, за исключением атомов Si и Ti;

s — относительное число атомов Si и Ti.

Из таблицы химического состава главных типов изверженных пород можно видеть его изменения по мере перехода от ультраосновных пород (дунитов, перидотитов, пироксенитов) через основные (габбро, базальты, диабазы), средние (диориты и андезиты) к кислым (гранодиориты и дациты, граниты и липариты) и далее, с постепенным понижением кремнекислоты, к сиенитам с трахитами, нефелиновым сиенитам с фонолитами и, наконец, к уртитам (табл. 18).

Сперва по мере повышения содержания кремнекислоты от ультраосновных пород до кислых явно проявляется увеличение содержания щелочей, сперва Na_2O, затем K_2O и одновременное уменьшение содержания окислов магния и железа. Содержание Al_2O_3 остается в общем постоянным. Содержание CaO, наиболее высокое у основных пород, уменьшается по направлению как к ультраосновным, так и к кислым.

Таблица 18

Средний химический состав главных типов изверженных пород по Дэли (1933)

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	
1	40,49	0,02	0,86	2,84	5,54	46,32	0,70	0,10	0,04	2,88	
2	45,07	0,64	5,75	3,43	9,53	22,88	7,48	1,14	0,57	3,10	
3	46,93	0,97	6,37	4,08	10,85	12,13	16,03	0,82	0,49	1,01	г
4	48,24	0,97	17,88	3,16	5,95	7,51	10,99	2,55	0,89	1,45	]
5	49,06	1,36	15,70	5,38	6,37	6,17	8,95	3,11	1,52	1,62	] в
6	50,48	1,45	15,34	3,84	7,78	5,79	8,94	3,07	0,97	1,89	
7	58,90	0,76	16,47	2,89	4,04	3,57	6,14	3,46	2,11	1,27	] г
8	59,59	0,77	17,31	3,33	3,13	2,75	5,80	3,58	2,04	1,26	] в
9	65,01	0,57	15,94	1,74	2,65	1,91	4,42	3,70	2,75	1,04	] г
10	65,68	0,57	16,25	2,38	1,90	1,41	3,46	3,97	2,67	1,50	] в
11	70,18	0,39	14,47	1,57	1,78	0,88	1,99	3,48	4,11	0,84	] г
12	72,80	0,33	13,49	1,45	0,88	0,38	1,20	3,38	4,46	1,47	] в
13	60,19	0,67	16,28	2,74	3,28	2,49	4,30	3,98	4,49	1,16	] г
14	60,68	0,38	17,74	2,64	2,62	1,12	3,09	4,43	5,74	1,26	] в
15	54,63	0,86	19,89	3,37	2,20	0,87	2,51	8,26	5,46	1,35	] г
16	57,45	0,41	20,60	2,35	1,03	0,30	1,50	8,84	5,23	2,04	] в
17	45,61	—	27,76	3,67	0,50	0,19	1,73	16,25	3,72	0,42	

1. Дунит (10). 2. Перидотит (верлит) (5). 3. Пироксенит (диаллагит) (14). 4. Габбро (41). 5. Базальт (198). 6. Диабаз (90). 7. Диорит (125). 8. Андезит (87). 9. Гранодиорит (40). 10. Дацит (90). 11. Гранит (546). 12. Липарит (126). 13. Сиенит (50). 14. Трахит (48). 15. Нефелиновый сиенит (43). 16. Фонолит (25). 17. Уртит (3). Знаком] объединены глубинные породы (г) и их вулканические аналоги (в). Числа в скобках — число пересчитанных анализов.

Для сиенитов, нефелиновых сиенитов и уртитов характерно особенно высокое содержание Al_2O_3, увеличивающееся вместе с понижением содержания кремнекислоты, одновременно с увеличением содержания щелочей, в особенности Na_2O.

Еще более резко заметны эти закономерные изменения содержания окислов с изменением содержания SiO_2, если рассматривать результаты пересчетов химических анализов изверженных пород, пользуясь методами пересчетов по Ниггли или по Заварицкому, как это видно из двух следующих таблиц (табл. 19 и 20).

Таблица 19

Молекулярные показатели главнейших магматических пород в пересчете по методу Ниггли

№№ по пор.	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	Горные породы
1	55	0,5	99,5	0,0	0,0	—	0,91	Дунит (Урал)
2	56	2,0	96,0	1,6	0,4	0,25	0,86	Перидотит (Кольский полуостров)
3	95	2,8	93,7	3,2	0,3	—	0,86	Пироксенит (там же)
4	108	21	51	22	6	0,20	0,50	Нормально габброидная магма
5	155	30	35	21	14	0,30	0,50	Нормально диоритовая магма
6	280	39	22	17	22	0,45	0,40	Нормально гранитоидная магма
7	270	34	29	13	24	0,45	0,35	Нормально гранитная магма
8	180	30	30	12	28	0,50	0,40	Нормально сиенитовая магма
9	180	40	15	5	40	0.30	0,20	Нормально фойяитовая магма
10	115	41	12	6	41	0,20	0,20	Уртитовая магма

Таблица 20

Характеристика средних составов главнейших горных пород Дэли, выраженная в числовых характеристиках А. Н. Заварицкого

№ по пор.	Породы	*a*	*c*	*b*	*s*
1	Дунит	0,0	0.4	66,0	33,6
2	Перидотит	2,2	1,6	56,8	39,4
3	Пироксенит	0,7	1,7	49,1	48,5
4	Габбро	7,2	8,3	26,9	57,4
5	Диориты	10,5	5,8	15,5	68,2
6	Гранодиориты	11,9	4,4	7,9	75,8
7	Граниты	12,9	2,6	6,1	78,4
8	Сиениты	15,4	3,2	11,9	69,5
9	Нефелиновые сиениты . .	25,1	0,3	14,1	60,5
10	Уртиты	37,5	0,0	9,9	52,6

2. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В составе магматических пород главную роль играют кварц и силикаты.

Примерно 99% всех минералов магматических пород представлено следующими 10 минералами:

Кварц	Слюды	Лейцит
Полевые шпаты	Оливины	Магнетит
Амфиболы	Нефелин	Апатит
Пироксены		

Они часто выделяются как главные минералы; их присутствие обычно характеризует название самой породы.

Кроме того, присутствуют минералы, имеющие второстепенное значение. Это либо первичные минералы, выделившиеся в процессе кристаллизации магмы, либо же вторичные (дейтерогенные) минералы, образовавшиеся в процессе замещения первичных минералов новыми на различных стадиях застывания магмы и дальнейшего существования получившихся из нее пород.

Первичные второстепенные минералы:

Циркон	Турмалин	Ильменит	Шпинель
Титанит	Рутил		Корунд
Гранат	Плавиковый шпат		Перовскит
Сульфиды	Хромит		

Вторичные (дейтерогенные) минералы:

Каолинит и минералы его группы	Хлорит	Карбонаты
	Пренит	Лимонит
Цоизит	Серпентин	Цеолиты
Эпидот	Тальк	Халцедон

Среднее содержание минералов в магматических породах в процентах составляет:

Полевых шпатов	59
Кварца	12
Амфиболов и пироксенов	17
Слюд	4
Второстепенных (акцессорных) минералов	8

Относительное количество минералов, присутствующих в магматических породах, в отличие от пород осадочных, не произвольное, но связано определенными закономерностями, так как магмы (лавы) представляют собой сложный, в огромном большинстве случаев силикатный расплав, подчиняющийся физико-химическим законам.

Так, никогда не присутствуют одновременно кварц и нефелин или кварц и лейцит, что обусловлено следующими реакциями:

$$NaAlSiO_4 + 2SiO_2 = NaAlSi_3O_8$$
нефелин + кремнекислота = альбит

$$KAlSi_2O_6 + SiO_2 = KAlSi_3O_8$$
лейцит + кремнекислота = ортоклаз

Очень редко встречаются одновременно кварц и оливин вследствие реакции:

$$Mg_2SiO_4 + SiO_2 = 2MgSiO_3$$
оливин (форстерит) + кремнекислота = пироксен

Только в отдельных случаях, на ранних стадиях кристаллизации, может образоваться оливин, который иногда может сохраниться без изменения; в конце кристаллизации выделяется кварц, например в некоторых гранитах (рапакиви и другие), содержащих как кварц, так и оливин, богатый железом.

При кристаллизации магмы могут иметь место также и значительно более сложные реакции, например следующего рода:

$$KAlSi_3O_8 + H_4K_2Mg_6Al_2Si_6O_{24} \rightleftarrows 3KAlSi_2O_6 + 3Mg_2SiO_4 + 2H_2O$$
ортоклаз + биотит $\rightleftarrows$ лейцит + форстерит

Отсюда следует, что при одинаковом химическом составе магмы, в зависимости от условий кристаллизации, из нее могут образоваться

породы разного минералогического состава. Левая часть уравнения характерна для кристаллизации на значительных глубинах (биотитовые сиениты), правая часть характерна для кристаллизации магмы на поверхности земли (лейцитовые базальты). Такие породы называются гетероморфными.

Некоторые минералы, присутствующие в магматических породах, обычно вторичные, например кальцит; однако при условиях значительного давления при избытке CaO и CO_2 из магмы может кристаллизоваться и первичный кальцит, иногда с образованием самостоятельных магматических пород (так называемых карбонатитов).

При кристаллизации магмы одни минералы часто встречаются совместно, другие как бы взаимно исключаются, т. е. в присутствии одного минерала другой отсутствует; таким образом, в магматических породах существуют парагенетические законы совместного существования минералов, помогающие, в частности, определению минералов в горных породах.

3. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В зависимости от условий залегания и застывания на более или менее значительных глубинах, у поверхности или на поверхности земной коры (на суше, на дне морей и океанов), различают три основные группы пород по месту их образования в земной коре или на поверхности ее:

1) глубинные (абиссальные), застывающие на значительных глубинах ниже земной поверхности в условиях высокого давления вышележащих слоев и медленного охлаждения;

2) полуглубинные (гипабиссальные), застывающие около земной поверхности при условиях сравнительно невысокого давления и более быстрого охлаждения, чем в условиях глубинных;

3) излившиеся или эффузивные, застывающие на поверхности земли в условиях атмосферного или близкого к нему давления и быстрого охлаждения.

Различают кайнотипные (неовулканические) и палеотипные (палеовулканические) породы. Кайнотипные породы остались после застывания без изменения своего минералогического состава или подвергались воздействию только процессов поверхностного выветривания. Поэтому полевые шпаты в них остаются обычно прозрачными, стекло не изменяется, хлорит не образуется. Палеотипные породы после своего застывания погружались в земную кору, перекрываясь более юными породами, иногда подвергались воздействию также и горообразующих процессов. Полевые шпаты делались мутными, стекло раскристаллизовывалось, развивался хлорит и другие глубинно-вторичные минералы. Неодинакова степень сохранности кайнотипных и палеотипных излившихся пород — характерное отличие между ними.

Формы залегания пород трех типов, как и особенности их строения, естественно, в значительной степени различны.

Условия залегания магматических пород зависят от ряда факторов, среди которых главнейшими являются: 1) состав магмы, 2) условия ее нахождения в земной коре, 3) тектонические процессы, происходящие в земной коре.

Влияние состава магмы сказывается прежде всего в том, что подвижность ее обусловлена химическим ее составом и содержанием в ней летучих компонентов.

Из вышеперечисленных (стр. 117) магм наибольшим распространением пользуются две — именно магмы основные (базальтовые) и кислые (гранитные).

Как предполагают многие геологи и петрографы, возможно, что внутри земного шара крупную роль играют также перидотитовые или ультраосновные магмы; однако они находятся на такой глубине, что на поверхности земной коры или вблизи нее они не появляются.

Основные магмы характеризуются тем, что они богаты окислами железа и магния, в то же время бедны окислами натрия и калия, а также кремнекислотой. В результате расплавы их обладают при температурах, превышающих примерно 1250—1300°, малой вязкостью и значительной текучестью (табл. VI, фиг. 1 и 2). Эта текучесть свойственна основным магмам и в том случае, когда они и не содержат летучих компонентов, характерных для магм. Переход от жидкостного состояния к кристаллическому сравнительно быстрый.

Характерной особенностью их является то, что независимо от присутствия летучих компонентов, они легко кристаллизуются и при затвердевании с трудом дают стекло, т. е. переохлаждение такой основной магматической жидкости не происходит. Присутствие летучих компонентов способствует особенно полной и крупной кристаллизации такой магмы. Содержание летучих в ней составляет около 4—5 весовых процентов.

Совершенно иными особенностями отличаются магмы кислые (гранитные). Эти магмы характеризуются тем, что они обычно богаты щелочами и кремнекислотой и очень бедны окислами магния, железа, а также кальция. В результате при высоких температурах получаются магмы, остающиеся в жидком состоянии, в случае отсутствия летучих компонентов, при 1200—1250°; в присутствии большого количества летучих компонентов эта магма может оставаться в жидком состоянии и при температуре до 600°, а иногда и ниже. При температурах, сколько-нибудь близких к температуре плавления, сухие кислые магмы переходят в очень вязкое состояние, что резко отличает их от основных магм; они передвигаются с большим трудом в земной коре или на ее поверхности и легко застывают в виде стекла (переохлаждаются). Наоборот, кислые магмы, богатые летучими компонентами, отличаются чрезвычайно большой подвижностью и переходят в состояние, которое носит название флюидного, т. е. такого, при котором исчезает различие между жидкостным и газообразным состоянием.

Магмы средние приближаются по своим свойствам к магмам кислым. Об этом можно судить по чрезвычайно большой вязкости андезитовых магм (диоритовых), вытекающих из ряда вулканов часто вязкими потоками (табл. VII, фиг. 1) (вулканическое кольцо, расположенное вокруг Тихого океана), по поднятию «иглы» андезита на горе Мон-Пеле на о. Мартиника (Антильские острова) (табл. VII, фиг. 2); в то же время лавы базальтовые текут иногда почти как вода, образуя типичные лавопады (вулканы Гавайских островов, табл. VI, фиг. 1), или внедряются по тонким трещинам в соседние породы (табл. X, фиг. 2).

Эти характерные особенности магм проявляются и в условиях залегания магматических пород разного состава.

Классификация форм залегания магматических пород наиболее полно проработана Дэли. Для глубинных пород он различает следующие формы залегания их в зависимости от того, прорывали ли они вышележащие слои земного шара под влиянием тектонических процессов — инъекцированные массы — или же они занимали свое место, образуя интрузии, продвигавшиеся в земной коре собственными силами, например путем проплавления кроющих и вмещающих пород — сквозные массы. Главнейшие формы залегания глубинных пород следующие:

а) Инъецированные массы

I. Согласные интрузии, т. е. тела, внедрившиеся вдоль плоскостей слоистости или сланцеватости: 1) интрузивные залежи (силли), 2) межформационные слои (по плоскости несогласия), 3) лакколиты, 4) лополиты и др.

II. Несогласные интрузии (внедрившиеся поперек плоскостей сланцеватости и слоистости): 1) дайки, 2) кольцевые дайки, 3) жерловины (некки), 4) акмолиты, 5) хонолиты и др.

б) Сквозные массы

I. Батолиты.

II. Штоки.

Интрузивные залежи представляют формы залегания в виде пластовых масс магматических пород, внедрявшихся между слоями, раздвигая их. Обычно они образуются магмами, особенно легко подвижными, в первую очередь базальтовыми. Магма играла при этом активную роль; такого рода тела Левинсон-Лессинг предложил называть также герпадзолитами (от греческого слова «герпадзо» — вползаю). Когда такая залежь образуется путем внедрения между слоями, несогласно залегающими на своем основании, получаются межформационные залежи, также часто образованные базальтами.

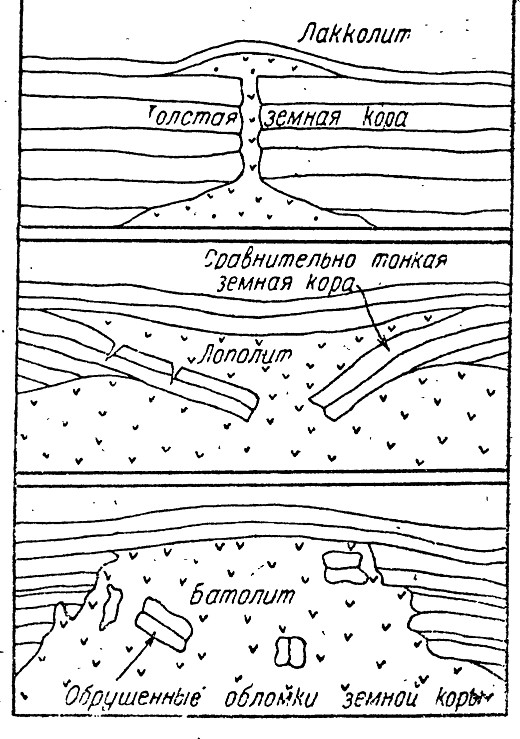


Рис. 106. Лакколит, лополит, батолит.

Лополиты (рис. 106) образуются при внедрении несколько менее подвижных магм, сравнительно вязких; имеют чашеобразную форму (лополиты габбровых магм Седбери в Канаде).

Лакколиты имеют хлебообразную форму (рис. 106 и 107); образованы вязкими магмами, неспособными раздвигать тонкие трещины по слоистости или сланцеватости. Типичные лакколиты имеются в районе Пятигорска (Минеральные Воды), также на южном берегу Крыма (Аю-Даг, мыс Плака и др.), часто образуются породами диоритовой и сиенитовой магм, иногда также и габбровой.

Дайки — магматические тела, выполняющие трещины в породах, генетически с данными магмами не связанные (дайки диабазов в песчаниках, в гранитах и т. д.). Им противополагаются жилы, состав которых, согласно Гики, генетически связан с вмещающими породами (жилы аплитов в гранитах) (табл. V, фиг. 2).

В зависимости от формы и количества трещин различают дайки простые, групповые, кольцевые и т. д. Мощность и длина даек может быть крайне разнообразна: от толщины, измеряемой миллиметрами, до многих десятков метров, и длиной — от немногих метров до километров.

Жилы и дайки образуются как кислыми, так и основными породами и всеми промежуточными.

Некки (жерловины) — затвердевшие лавы, заполняющие вулканическое жерло; сечение их нередко близко к кругу. Обычно образуются во время взрывов при извержении вулканов.

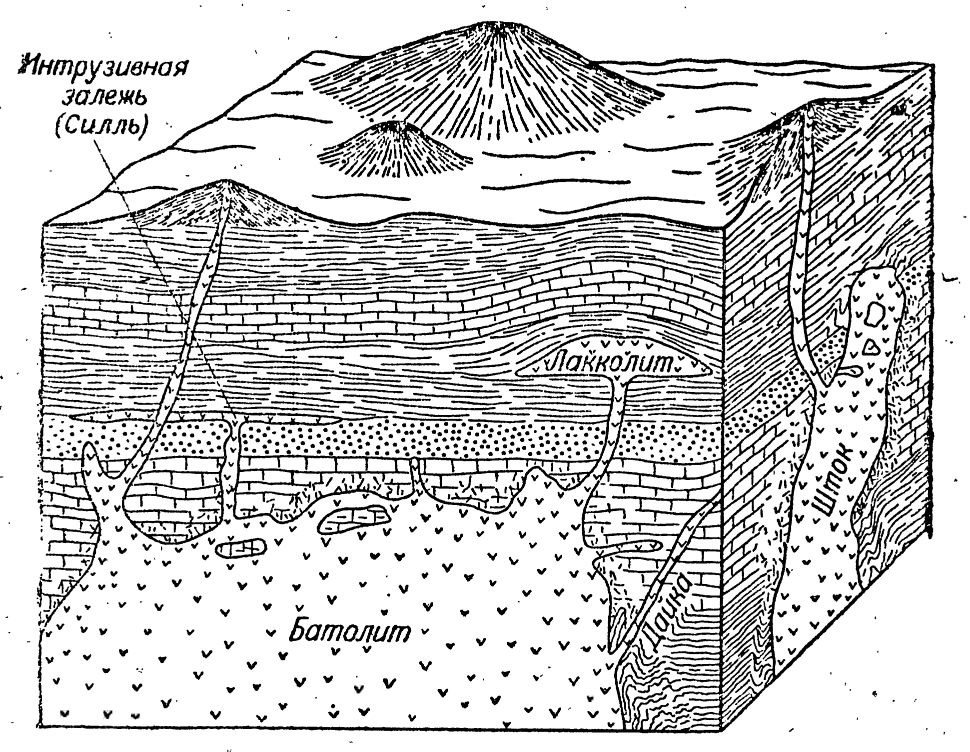


Рис. 107. Блокдиаграмма интрузий.

Этмолиты (т. е. воронки) образуются в сильно дислоцированных породах в виде заполнения воронкообразных пространств со слоями вмещающих пород, падающими к опрокинутой вершине воронки. Плутоническая масса суживается книзу.

Акмолиты («внедряющееся острие») связаны обычно со складчатыми областями; часто заметны в верхней части кровли при размыве в виде как бы отдельных удлиненных параллельно общему простиранию пород массивов, на глубине связанных в одну общую крупнолакколитовую или батолитовую массу.

Залитая площадь
Область проплавления
Кровля с ненормальным геотермическим градиентом
Гранитная фаза батолита

Рис. 108. Батолит.

Хонолиты — неправильной формы интрузии, как бы дающие отпечатки тех пустот, в которые они проникают (хоносотливка). Иногда они образованы кварцевыми порфирами.

Из сквозных масс особенно крупными размерами обладают батолиты (рис. 107, 108) — формы залегания, обусловленные тем, что они занимают свое место путем расплавления окружающих пород, их ассимиляции, обрушения кровли, проникновения магмы в трещины,

образующиеся при этом в кровле и во вмещающих породах. Имеется ли основание на дне батолита или он сливается с более глубокими, также жидкими, телами — вопрос этот решается по-разному и зависит от взглядов на генезис гранитных и гранодиоритовых магм, которые дают особенно большое число батолитов. Небольшие сквозные массы неправильной формы носят название штоков.

Для батолитов и штоков характерна приуроченность их к орогенным поясам и удлинение, параллельное тектоническим осям горных цепей. Для докембрийских батолитов это не всегда является обязательным. Характерно секущее положение их по отношению к вмещающим породам, неправильная куполообразная крыша с углублениями и выступами, переходящими в акмолиты, круто наклонные стены, расширение книзу и отсутствие видимого дна.

Чрезвычайно характерно то, что обычно они состоят из продуктов застывания кислых магм; не менее характерна однородность их состава на значительные глубины, а также огромный объем их.

Областями распространения батолитов являются Украинский кристаллический массив, складчатые горы Средней Азии, Алтай и т. д.; возраст их крайне разнообразен — от докембрия до альпийского орогена. Не менее разнообразна мощность кровли батолитов. Некоторые геологи определяют ее в сотни метров (400—1000 *м* по Баклунду), другие 1000—6000 *м* и более.

Батолиты обычно гранитные, гранодиоритовые, монцонитовые, иногда и сиенитовые; штоки представлены габбровыми породами, диоритами, нефелиновыми сиенитами и др.

Размеры батолитов иногда огромны. Один из сложных батолитов Патагонии имеет в длину свыше 1100 *км* и в ширину 110 *км*; в районе Аляски и в Британской Колумбии — до 2000 *км* длины при максимальной ширине до 200 *км*.

Формы залегания излившихся пород зависят от характера того пути, по которому они разливаются, подвижности и состава магмы (табл. VI, фиг. 1, табл. VII, фиг. 1 и 2).

Трещинные извержения (плато, линейные) связаны обычно с проводящими путями в виде длинных трещин, вызванных сбросовыми тектоническими процессами. По этим трещинам изливаются иногда огромные массы, частью повторные, в большинстве случаев базальтов, образующих плато мощностью до 1800 *м*; в Исландии мощность базальтовых покровов достигает 3000 *м*.

В некоторых случаях происходят экструзии вскрытием или проплавлением кровли (площадные экструзии) в верхах батолитов. К числу таких площадных экструзий принадлежат, по мнению некоторых геологов, мощные экструзии риолитов (рис. 108).

4. ОТДЕЛЬНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

При остывании магмы в ней, в зависимости от состава, присутствия тех или иных количеств летучих компонентов, благодаря сокращению объема всей массы магмы и получающихся из нее магматических пород образуются закономерно располагающиеся трещины отдельности.

В базальтовых породах часто образуются трещины, располагающиеся одни относительно к другим под углами около 60°, вытянутые по одному направлению, обычно перпендикулярные к поверхности охлаждения. Получаются те формы отдельности, которые называются призматической или столбчатой отдельностью.

В некоторых случаях образуется подушечная отдельность,

проявляющаяся при подводных излияниях основных магм. Отдельные «подушки» отличаются округлыми очертаниями.

В диабазовых дайках нередко наблюдается отдельность, обычно неправильно называемая шаровой: в действительности она мелкопараллелепипедальная; при выветривании углы постепенно разрушаются, ребра округляются, процессы выветривания проникают на глубину породы по взаимно перпендикулярным трещинам; в конце концов получаются шары сравнительно свежего диабаза — псевдошаровая отдельность.

В гранитных массивах образуются обычно более или менее, иногда очень резко выраженные трещины, идущие по трем взаимно перпендикулярным направлениям; в результате этого получается типичная параллелепипедальная отдельность (табл. V, фиг. 1). При выветривании углы и ребра отдельности разрушаются, и по мере вымывания дождевыми и иными водами образуется глыбовая отдельность. Не менее характерна для гранитных массивов матрацевидная отдельность.

Систематическое изучение трещин отдельности в гранитах позволило Клоосу, а за ним Болку, Бубнову и др. подробно развить учение об интрузивной тектонике изверженных пород. Умение разбираться в элементах этой тектоники является сейчас обязательным для всякого грамотного петрографа.

Основной предпосылкой методики Клооса является положение, что магма не обладает значительной собственной активностью и при внедрении магмы и формировании интрузивного тела оно, переходя от жидкой фазы к пластичной и далее твердой, запечатлевает в своей структуре как собственное движение магмы, так и воздействие внешних горообразующих усилий на магматическое тело.

Среди признаков, характеризующих движение магмы, Клоос различает: а) такие, в которых зафиксировано положение плоскостей течения, например шлиры и плоские ксенолиты боковых пород, и б) определяющие положение линий течения в этих плоскостях; сюда относятся параллельная ориентировка порфировидных вкрапленников и флюидальная структура вообще. Параллельная ориентировка длинновытянутых включений и минералов в породе («штрекунг» Клооса) всегда должны лежать в плоскости течения и указывает нам направление, в котором происходило последнее. Наблюдения над падением этой ориентировки позволяют делать важные заключения о механизме интрузии.

Когда интрузивное тело затвердевает, под влиянием дислокационных сил в нем развивается система трещин, которая, по Клоосу, позволяет судить о направлении того давления, под которым происходило застывание интрузивного тела. Трещины отдельности интрузивного тела обычно дают систему трех взаимно перпендикулярных трещин, которые, по Клоосу, обозначаются следующим образом:

Q — поперечные вертикальные трещины в направлении давления, более или менее зияющие, нередко заполненные жильными породами (Querklüfte). На их плоскостях часто находятся борозды скольжения;

S — продольные вертикальные трещины перпендикулярно к давлению, обычно закрытые, следующие ориентировке и сланцеватости (Spaltklüfte);

L — горизонтальные трещины (трещины нагрузки, Lagerklüfte).

Наряду с этими системами трещин, под углом около 45° к трещинам Q и S располагаются трещины скалывания, характеризующиеся резким проявлением борозд скольжения, брекчий трения и т. д.

Для определения в массиве главных направлений, по которым идут трещины отдельности, строят розу трещин. Для этого от некото-

рого центра проводят радиусы через каждые 5° окружности и на них в произвольном масштабе откладывают от центра количество трещин данного простирания. Соединяя полученные точки прямыми линиями, получают довольно отчетливую диаграмму розы трещин, позволяющую делать необходимые выводы. Второй способ сопоставления направлений трещин, с учетом их падения, разработан Вальтер-Шмидтом.

5. СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Структура обусловлена формой образования минералов, входящих в состав магматических пород, и величиной их — абсолютной и относительной; текстура — распределением этих минералов в пространстве и способом заполнения последнего, т. е. способом построения горных пород.

Структура, как и текстура, связана с процессом кристаллизации магмы и с теми процессами, которые происходят также и в последующее после застывания магмы время.

Процесс кристаллизации магмы, представляющей сложный расплав, протекает со сменой определенных стадий по мере понижения температуры магмы. На процесс образования тех или иных структур и текстур оказывают влияние прежде всего степень вязкости магмы и способность к диффузии молекул в ней; вязкость уменьшается с увеличением температуры и с повышением содержания летучих компонентов в магме, способствующих диффузии и, следовательно, наиболее полной кристаллизации.

Так как летучие компоненты сохраняются обычно под влиянием давления, последнее имеет также большое значение.

I стадия, магматическая. Первая стадия кристаллизации магмы происходит при сравнительно высоких температурах, близких к 1200—800° и ниже, в зависимости от характера магмы и содержания в ней летучих компонентов.

На этой стадии из магмы выделяется большая часть минералов, входящих в состав магматических пород; эти минералы представлены главным образом силикатами и алюмосиликатами (оливины, пироксены, амфиболы, биотиты, полевые шпаты, кварц).

По мере понижения температуры и выделения кристаллов в определенной последовательности, остаточный флюидный (жидкий) раствор, «остаточная магма», обогащается легкоплавкими летучими (их называют «сверхплавкими») составными частями.

В I магматическую стадию первыми выпадают магнезиально-железистые минералы (Fe, Mg) и более основные плагиоклазы (Ca), а также происходит обогащение остаточного раствора легкоплавкими и летучими (сверхплавкими) составными частями, которые вызывают преобразование ранее выделившихся минералов; пироксены замещаются амфиболами, амфиболы, в свою очередь, — такими особенно сложными гидроксильными алюмосиликатами, как биотит, основные плагиоклазы — более кислыми.

II стадия — пегматоидная. Застывание магмы имеет место при температурах, близких к 575° (температуре перехода высокотемпературного α-кварца в низкотемпературный β-кварц). Остаточная магма приобретает особую флюидность; она стремится в области с пониженным давлением, легко проникает в трещины или слабые места в окружающих породах и продвигается в них иногда на значительные расстояния.

Под влиянием остаточной магмы происходит образование ряда новых минералов; в частности, за счет полевых шпатов образуются мусковит, цоизит, эпидот и другие минералы, взамен темноцветных — эпидот, хлорит.

Пегматоидные растворы могут давать при своей кристаллизации пегматиты с пегматитовыми крупнозернистыми или графическими структурами.

III стадия — пневматолитовая. При дальнейшем охлаждении наступает третья, пневматолитовая, стадия; из пегматоидных расплавов выделяются активные летучие компоненты; среди них главную роль играют, кроме OH, в кислых магмах фтор и бор, а в основных — хлор, фосфор, титан, сера. Эти летучие компоненты, получающиеся в виде дестиллата из пегматоидного раствора при температурах, обычно более низких, чем 575°, частью уходят за пределы застывающего массива в окружающие породы, вызывая в них соответствующие изменения минералогического состава, частью же продвигаются через уже охлажденные части массива и вызывают в них различного рода изменения состава с развитием новых минералов взамен образовавшихся в I и II стадиях (например, оливин преобразуется в серпентин, калиевый полевой шпат замещается иногда таблитчатыми кристаллами альбита, выделяются редкие минералы); самый процесс пневматолиза в таком виде носит характер метасоматоза или замещения.

IV стадия — гидротермальная. При еще более низкой температуре, ниже 375° (критическая температура воды), пневматолическая стадия сменяется IV, гидротермальной, проявления которой наблюдаются часто на больших расстояниях от магмы; она вызывает изменения и в более охлажденных частях породы (процессы каолинизации, пропилитизации, окварцевания и т. д.); в то же время она дает начало кварцевым, а также карбонатным, сульфатным и другим типам пород.

V стадия — сольфатарная. Эта стадия дает эманации сернистых газов и паров воды (заканчивает процесс застывания магмы).

I стадия соответствует по классификации Ферсмана фазе *A* (магматическая стадия).

II стадия — фазам *B*, *C* и *D* Ферсмана, которые могут быть соединены в одну (стадии образования пегматитов).

III стадия — стадиям *E*, *F* и *G* Ферсмана (пневматолитическим) и, наконец, IV стадия — фазам *H*, *J* и *K* Ферсмана.

В процессах образования различных типов структур и текстур основное значение имеет первая, магматическая, стадия; появляются новые типы структур также в стадиях II и III; IV и V стадии значения в данном случае не имеют.

В процессе образования структур и текстур основное значение имеют следующие факторы: 1) состав магмы, 2) геологические и термодинамические условия, при которых она остывает, 3) время, в течение которого происходит остывание магмы.

По условиям кристаллизации и тем самым по особенностям структур и текстур можно различать две магмы: 1) гранитную (кислую) и 2) габброидную (базальтовую — основную). Первая богата щелочами и кремнекислотой, в отсутствии летучих компонентов до своего затвердевания дает вязкую массу с замедленной диффузией в ней; наоборот, основная магма в момент кристаллизации характеризуется сравнительно малой вязкостью, также и при отсутствии летучих компонентов.

В присутствии летучих компонентов вязкость обеих магм уменьшается, диффузия заметно усиливается; в таком случае магма находится в особенно благоприятных условиях для кристаллизации.

Отсутствие летучих компонентов имеет место при уменьшении давления в условиях приближения магмы к поверхности земли, в особенности при ее излиянии. На глубине давление задерживает летучие компоненты в магме.

Сказанное выше объясняет причину того, что обычно габброид-

ные магмы дают при различных геологических условиях (глубинных и поверхностных) полностью кристаллизованные породы, за редкими исключениями (например, при особенно быстром остывании); наоборот, кислые породы на глубине хорошо кристаллизованы, излившиеся — часто дают стекловатые структуры. В общем, чем больше промежуток времени, в течение которого магма остывает, тем лучше происходит образование кристаллов; наоборот, быстрое охлаждение даже основных магм ведет к застыванию их в виде стекла.

а) Структуры

В зависимости от условий кристаллизации, магма может полностью превратиться в кристаллическую массу или дать породы с двумя фазами, присутствующими в них одновременно, кристаллической и стекловатой, и, наконец, дать начало только стекловатому состоянию вещества.

При полной кристаллизации получаются полнокристаллические структуры (голокристаллические), при наличии одновременно стекла — полустекловатые структуры; в случае отсутствия кристаллической фазы — стекловатые (гиалиновые) структуры.

Дальнейшее подразделение структур связано с рядом признаков, зависящих от условий взаимного соприкосновения минералов, их относительных или абсолютных размеров, взаимных прорастаний.

Во время кристаллизации минералы выделяются в определенной последовательности. Эта последовательность определяется правилом Розенбуша с дополнительными пояснениями, вытекающими из реакционной схемы взаимоотношений главнейших породообразующих минералов, составленной Боуэном. Минералы, выделяющиеся первыми из жидкого расплава, свободно развиваются, образуя особенно совершенные кристаллические формы (они идиоморфны, т. е. обладают собственными очертаниями). Свободный рост минералов, выделяющихся после них, затрудняется присутствием в жидкости ранее выделившихся кристаллов; новые кристаллы приобретают форму частью собственную, частью обусловленную присутствием ранее выделившихся кристаллов (они гипидиоморфны, т. е. форма их лишь частично собственная). Наконец, минералы, выделяющиеся из остаточной жидкости последними, заполняют промежутки, остающиеся после кристаллизации всех остальных минералов, и обладают неправильными очертаниями (они аллотриоморфны или ксеноморфны — форма их не их собственная, чуждая им).

Правило Розенбуша, касающееся главным образом кислых и средних магматических пород, заключается в следующем:

1) первыми выпадают апатит, циркон, магнетит;

2) вслед за ними выделяются минералы магнезиально-железистые, затем — пироксены и амфиболы, и позже биотит;

3) еще позже выделяются плагиоклазы в последовательности от более основных к более кислым;

4) последними выделяются калиевые полевые шпаты и, наконец, кварц.

Экспериментальными исследованиями в ряде стран установлен ряд важнейших фактов в области кристаллизации расплавов, по составу приближающихся к силикатным магмам. Проводя лично в течение ряда лет свои экспериментальные исследования в этой области, американский петрограф Боуэн выдвинул новый принцип, объясняющий процесс кристаллизации минералов из магмы. Этот принцип носит название «реакционного принципа Боуэна», так как он устанавливает, что минерал,

выпадая из силикатного расплава, остается тесно связанным с окружающей его средой — с остающейся магмой — и по мере охлаждения последней и изменения ее состава непрерывно реагирует с остаточным расплавом.

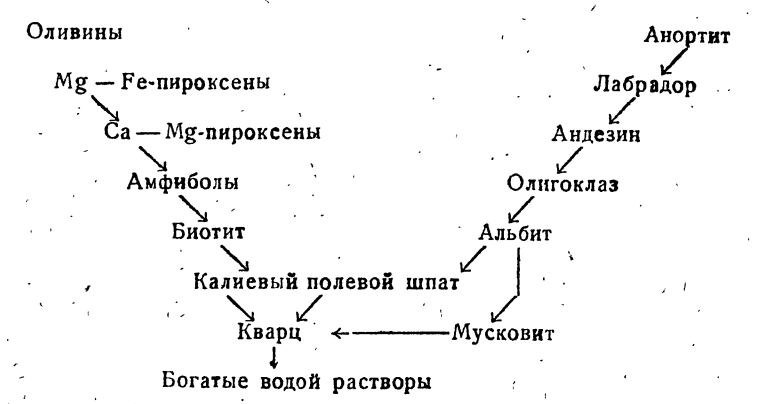
Если минералы, растворенные в магме, образуют изоморфные смеси друг с другом, они выделяются из нее, постепенно меняя свой состав. Так, если в магме имеются альбитовые и анортитовые молекулы, при выделении из расплава они дают изоморфные смеси в виде плагиоклаза, содержащего тем больше анортита в своем составе, чем больше его было в магме сравнительно с альбитом. По мере выделения плагиоклаза остающаяся магма оказывает непрерывное влияние на него, постепенно заменяя его все более и более кислым плагиоклазом, согласно схеме (см. ниже).

Те же процессы идут и в других минералах, образующих изоморфные смеси, например в оливинах (форстерит-фаялит), в пироксенах и др., но в связи с их более сложным химическим составом процесс в значительной степени усложняется.

Если минералы обладают близким составом, например магнезиально-железистые силикаты (оливины, пироксены, амфиболы, биотит), они, выделяясь из магмы, реагируют с ней и выпадают из нее, сменяя друг друга, по данным Боуэна, в таком порядке: первым выделяется оливин; по мере его выделения магма обогащается кремнекислотой и летучими компонентами; такая магма, охлаждаясь, реагирует с оливином, который постепенно растворяется, одновременно замещаясь более кислыми минералами — ортопироксенами; в дальнейшем раствор, обогащаясь кальцием и глиноземом, реагирует с ортопироксенами, которые также постепенно замещаются более сложного состава клино-пироксенами, содержащими CaO и Al_2O_3. Последние далее замещаются амфиболом с гидроксилом, а амфиболы — биотитом, обладающим особенно сложным химическим составом. В состав биотита входят, кроме SiO_2, MgO, FeO, также Fe_2O_3, Al_2O_3, K_2O и летучие компоненты OH, F^- и др.

Плагиоклазы (фельзические минералы) и магнезиально-железистые минералы (мафические) образуют две ветви минералов, резко противоположные друг другу. Они выделяются из магмы в общем одновременно, в определенной последовательности, в первой ветви от оливина до биотита, во второй — от анортита до альбита.

Еще позже выделяются калиевые полевые шпаты, частью совместно с мусковитом, и кварц.



Характерно то, что в общем одновременно выпадают минералы правой и левой ветвей, примерно в том порядке, который вытекает из

горизонтальных линий, проводимых через эту схему, например анортит примерно между оливином и ортопироксенами, биотит между Na—Ca- и Na-плагиоклазами.

Схема имеет большое значение, так как дает ясное представление о последовательности кристаллизации минералов не только в кислых и средних породах, но и в основных (см. стр. 59 и структуры этих минералов).

Степень идиоморфизма до известной степени проявляется и в данной схеме. Так, например, калиевые полевые шпаты, выделяющиеся ранее кварца, обычно идиоморфны по отношению к нему, но зато они аллотриоморфны по отношению к плагиоклазам, в особенности к основным.

В зависимости от степени идиоморфизма минералов, в полнокристаллических породах различают следующие главные типы структур:

Структура гипидиоморфно-зернистая характеризуется тем, что минералы, выделяясь из магмы в определенной последовательности, в общем согласно схеме Боуэна, проявляют различную степень идиоморфизма. К числу такой структуры относятся разновидности их:

1) Гранитная структура (табл VIII, фиг. 1 и XV, фиг. 2, XVI фиг. 1.

а) Первыми выделяются более редкие минералы — циркон, апатит, магнетит и другие.

б) Почти одновременно выделяются две группы минералов: из магнезиально-железистых в первую очередь оливин, за ним пироксены, амфиболы и последним биотит; из одновременно с ними выделяющихся фельзических минералов — плагиоклазы, сперва более основные, затем более кислые; иногда плагиоклазы выделяются до начала кристаллизации, например роговой обманки и биотита; они заканчивают свое выделение до конца их кристаллизации.

в) После выделения плагиоклазов и темноцветных минералов выделяется калиевый полевой шпат.

г) Последним чаще всего выделяется кварц.

2) Монцонитовая структура характеризуется тем, что плагиоклазы выделяются в общем одновременно с магнезиально-железистыми минералами; наблюдается очень резко выраженный идиоморфизм плагиоклаза, обычно андезина или лабрадора, по отношению к калиевому полевому шпату, в котором часть плагиоклаза образует включения.

3) Диабазовая структура (табл. V, фиг. 2) наблюдается в породах, состоящих из основного плагиоклаза и авгита; характеризуется тем, что плагиоклаз резко идиоморфен, в то время как авгит выполняет промежутки между таблитчатыми кристаллами плагиоклаза; при больших размерах зерен авгита в них включены резко идиоморфные кристаллы плагиоклаза.

4) Панидиоморфная структура характеризуется в общем одинаковой степенью идиоморфизма главных минералов данной породы: частным случаем ее является габбровая структура, когда кристаллы авгита и лабрадора в общем одинаково идиоморфны, также аплитовая, где то же имеется в отношении кварца и полевых шпатов.

К числу структур, зависящих от относительных и абсолютных размеров минерала, относятся: 1) равномерно-зернистая — размеры главных минералов в общем одинаковы; 2) порфировидная — среди более мелкозернистой основной массы породы рассеяны более или менее крупные вкрапленники отдельных минералов (табл. IX, фиг. 1); 3) порфировая (табл. IX, фиг. 2, табл. X, фиг. 1); в этом случае основная масса тонкозернистая, плотная (афанитовая) или стекловатая; в ней рассеяны кристаллы минералов, образующие

вкрапленники (фенокристы, порфировые выделения). Вкрапленники нередко представлены хорошо ограненными кристаллами, иногда также скелетными, в некоторых случаях в большей или меньшей степени изъеденными. Равномерно-зернистая структура характерна для глубинных пород, образующихся при условиях постоянных, благоприятных для кристаллизации магмы. Порфировая структура, характерная для эффузивных или излившихся пород, получается благодаря началу кристаллизации магмы в глубинных условиях, где образуются вкрапленники, и окончания застывания в значительно менее благоприятных для кристаллизации условиях (быстрое охлаждение, потеря летучих компонентов) в верхней части земной коры или на ее поверхности, где образуется основная масса.

В зависимости от абсолютных размеров минералов различают структуры:

Крупнозернистую — размеры зерен более 5 *мм*
Среднезернистую — " " от 5 до 2 *мм*
Мелкозернистую — " " " 2 " 0,2 *мм*
Тонкозернистую — " " менее 0,2 *мм*

В том случае, когда простым глазом трудно различить составные части породы, структуру называют плотной или афанитовой.

Далее различают тонкозернистые структуры: микрогранитовую (табл. XI, фиг. 2), микродиоритовую, микромонцонитовую, микродиабазовую (микроофитовую), микрогаббровую.

К структурам, связанным со взаимным прорастанием минералов, относятся эвтектические структуры; они получаются тогда, когда кристаллизуются одновременно минералы, образующие друг с другом эвтектические смеси, например кварц и полевой шпат примерно в отношении 25 : 75 друг к другу. При прорастании двух скелетных кристаллов получается пегматитовая структура; фигуры в разрезах через такие взаимные прорастания кварца и полевого шпата напоминают еврейские или рунические письмена. В других случаях разрезы кварцевых вростков могут обладать более округлыми очертаниями и переходить в округлые зерна, одновременно угасающие на всем протяжении включающего их калиевого полевого шпата. Структура такого рода, когда сравнительно мелкие зерна кварца угловаты, называется микропегматитовой, если они округлены — гранофировой. Особенно тонкое прорастание минералов дает криптографическую структуру. При тонком прорастании кварцем плагиоклаза получаются иногда червевидные, частью радиально расположенные зернышки кварца, дающие мирмекитовую структуру, обусловленную действием остаточных жидкостей на плагиоклаз в местах соприкосновения его с калиевым полевым шпатом. Мирмекитовая структура наблюдается иногда также в биотите, роговой обманке и других минералах.

В отличие от микропегматитовой, пойкилитовая структура характеризуется прорастанием одного минерала многочисленными зернами другого, неодинаково ориентированными, например роговой обманки или калиевого полевого шпата кварцем и др.

Структуры, связанные с присутствием стекла, характерны для излившихся пород, застывающих в условиях удаления из магмы (лавы) летучих компонентов и быстрого охлаждения.

Для пилотакситовой структуры характерно то, что плотная основная масса состоит из многочисленных мелких микролитов плагиоклаза в виде столбиков с квадратными поперечными сечениями (лейсты), образующих как бы войлок, обычно без заметного содержания стекла; она характерна в особенности для андезитов.

Трахитовая структура, характерная для трахитов, отличается тем, что микролиты в ней образованы санидином; стекло может отсутствовать; микролиты располагаются потоками.

Гиалопилитовая структура отличается от последней тем, что войлок из микролитов плагиоклаза пропитан явственно видимым зеленоватым, чаще буроватым стеклом. Иногда эта же структура называется андезитовой. При значительном развитии кристаллической фазы образуется сетка из кристалликов плагиоклаза, пустоты между которыми заполнены стеклом. Такая структура носит название интерсертальной.

При малом количестве микролитов, иногда особенно мелких (микронолитов), получается структура гиалиновая (стекловатая, она же витрофировая). Структуры такого рода характерны для некоторых липаритов, андезитов, базальтов.

Кислые магмы дают начало, кроме перечисленных выше ясно кристаллических структур, также и стекловатым, вплоть до отсутствия в них кристаллов или же с присутствием в стекловатой массе мелких и мельчайших кристаллитов.

В вязкой кислой, иногда и средней, магме наряду со стеклом наблюдаются также радиально-лучистые образования округлой формы — сферолиты; такая структура носит название сферолитовой.

В связи с натяжениями, возникающими в стекловатой массе при ее охлаждении, иногда образуются шаровые трещины (перлитовая структура).

б) Текстуры

Если минералы расположены в полном беспорядке, получается текстура массивная, различаемая и макроскопически (табл. V, фиг. 1), и под микроскопом. В том случае, когда таблитчатые или столбчатые кристаллы минералов располагаются взаимно параллельно, как бы обтекая более крупные кристаллы на подобие передвижения бревен по реке, получается флюидальная текстура, наблюдаемая в трахитах со столбчатыми кристалликами санидина, в андезитах с микролитами плагиоклаза, в стекловатых породах, например в пехштейновом порфире. В этой текстуре отражаются движения магмы во время занятия ею места, течения лавовых потоков, передвижения покровов, а также и конвекционные токи.

При распределении минералов, входящих в состав породы равномерными пятнами в присутствии стекла, получается такситовая текстура, при расположении их параллельными полосами — эвтакситовая. В полнокристаллических породах наблюдается полосатая (ленточная) текстура, например в полосатых миаскитах, габбро и других породах (табл. X, фиг. 2).

Миндалевидная текстура характеризуется тем, что пустоты, присутствующие в излившихся породах, главным образом основных, выполнены вторичными минералами.

в) Вторичные структуры

Вторичные структуры иногда сопровождаются преобразованием минералов и появлением новых.

К числу вторичных структур относится фельзитовая, микрофельзитовая, получающаяся при рекристаллизации стекла кислых излившихся пород (кварцевых порфиров) с образованием очень тонкозернистой массы, неопределимой под микроскопом, повидимому представленной тончайшим агрегатом кварца и более или менее сильно разрушенных полевых шпатов; агрегат настолько мелкий, что он на

поляризованный свет почти не действует. Иногда фельзитовая текстура постепенно развивается в стекловатой породе по перлитовым трещинам. Макроскопический внешний вид таких пород роговиковый или почти фарфоровидный.

Пирокластические структуры характерны для вулканических туфов, состоящих из мелких угловатых кристалликов различных минералов и угловатых обломков различных пород. Нередко их очень трудно отличать от первичных магматических структур.

6. КЛАССИФИКАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Наиболее распространенные классификации магматических пород— минералогические и химические.

Классификация магматических пород может быть основана на двух главных принципах: 1) на минералогическом и 2) на химическом составе. Затруднением при классификации является то обстоятельство, что породы связаны друг с другом постепенными переходами; границу между теми или иными из них часто провести очень трудно. В связи с этим в номенклатуре этих пород часто применяются двойные названия, характеризующие эти переходные типы, например габбро-диориты, габбро-сиениты, гранодиориты и т. д.

В основу классификации кладется также и геологический принцип. Обычно породы делятся на две главные группы: породы глубинные (абиссальные) и породы излившиеся (эффузивные); между теми и другими имеются в свою очередь переходные типы пород — гипабиссальные или полуглубинные.

Особняком стоят породы жильные, обычно выполняющие трещины.

Наиболее наглядна минералогическая классификация. Следует иметь в виду, что минералогический состав отражает одновременно и химический состав пород. Зная молекулярный состав породы, вычисляемый на основании ее химического анализа, можно прийти к определению количественного состава ее из минералов; наоборот, зная состав минералов, входящих в состав горной породы, и количественные отношения этих минералов, можно вычислить — часто с большой точностью — ее химический состав.

Исходя из современных представлений о генезисе магматических пород, можно считать особенно удобной минералогическую классификацию, предложенную Лаппараном, несколько видоизмененную Лучицким (минералогическая классификации Лаппарана-Лучицкого). Часто применяются в настоящее время химические классификации магматических пород, предложенные Левинсоном-Лессингом и Заварицким.

В основу ряда классификаций ложится деление магматических пород на три главные группы: породы бедные SiO_2 (меньше 52%) — основные или базиты, породы со средним содержанием ее (52—68%) — средние и, наконец, богатые ею — кислые или ацидиты (более 68%). Кроме того, выделяется группа особенно бедных кремнекислотой пород, в то же время и щелочами — ультраосновные породы или ультрабазиты, содержащие нередко всего 30—40% SiO_2.

Породы, бедные кремнекислотой, наиболее богаты окислами магния и железа и, следовательно, богаты магнезиально-железистыми минералами (мафитами); они особенно бедны щелочами, а следовательно, и такими минералами, как полевые шпаты.

По мере повышения содержания кремнекислоты в общем повышается содержание сперва CaO и Na_2O, позже также K_2O.

В результате в породах появляются все в большем количестве плагиоклазы наряду с мафитами. Среди пород со средним содержанием кремнекислоты появляются наряду с породами, содержащими плагиоклаз, также и породы, содержащие калиевый полевой шпат; в наиболее кислых породах, отличающихся увеличением содержания, в особенности K_2O, частично Na_2O, видную роль играет, кроме калиевых полевых шпатов, также кварц.

Если распределить горные породы по увеличивающемуся содержанию кремнекислоты, мы будем переходить от пород, богатых магнезиально-железистыми минералами, через породы, содержащие плагиоклаз, к породам, бедным магнезиально-железистыми минералами, богатым калиевым полевым шпатом и кварцем, но далее следуют все

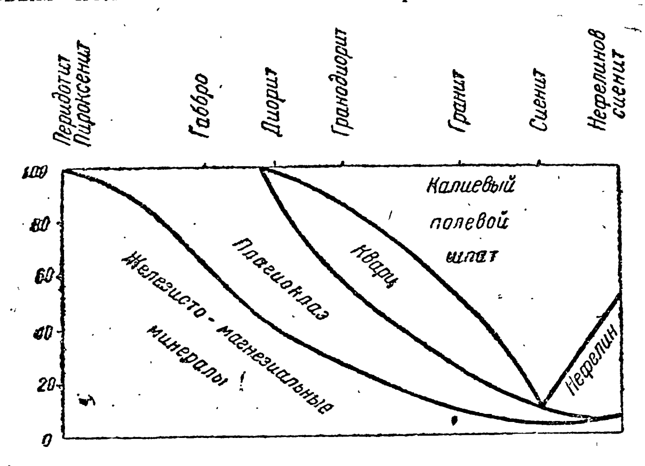


Рис. 109. Таблица смен горных пород.

более бедные кремнекислотой богатые щелочами породы; заканчивают смену пород нефелиновые породы. Содержание главных минералов в породах дано в табл. 21, составленной в общем по Гроуту.

Сравнительный минералогический состав различных пород хорошо виден на рис. 109.

Реакционная схема Боуэна (стр. 132) показывает: 1) в порядке сверху вниз: ход кристаллизационной диференциации с накоплением на дне магматических бассейнов в идеальном случае темноцветных, большой плотности, минералов и, наоборот, накоплением салических минералов в верхней части бассейна; 2) в горизонтальном направлении наиболее распространенные комбинации разного состава плагиоклазов с различными мафитами (пироксены-лабрадор, амфибол-андезин и т. д.).

С ней в значительной степени совпадает и классификация Лаппарана-Лучицкого (табл. 22).

В зависимости от относительного содержания главных минералов изменяется также и содержание минералов акцессорных. Так, в магматических породах, богатых фельзическими минералами, видную роль играют циркон, титанит, апатит, при преобладании мафических — хромит, шпинель, ильменит. Среди вторичных минералов в магматических породах, богатых фельзическими минералами, преобладают серицит, каолинит, хлорит, в богатых мафическими минералами — лейкоксен, серпентин, тальк.

В группах пород ультрабазитовых, базитовых и средних щелочи играют второстепенную роль.

Начиная с сиенитов, магматические породы разделяются на три группы, различные по своему химическому составу и по распространен-

Таблица 21

Содержание главных минералов в магматических породах

(в общем по Гроуту)

Горные породы	Мафические минералы		Фельзические минералы	
	Название	%	Название	%
Пироксениты и др.	Пироксен Оливин Рудные минералы	95 до 98	—	5—2
Базаниты, фельдшпатоидные базальты		45		55
Габбро	Авгит Оливин Магнетит (титано-магнетит)	45 до 50	Лабрадор	55 до 50
Лабрадорит		до 10	Лабрадор	до 90
Диорит	Роговая обманка (авгит) Магнетит	35 до 45	Андезин (ортоклаз) Кварц	50 10 4 } 65 до 55
Кварцевый диорит		25		75
Монцонит	Авгит Роговая обманка Биотит	40 15 до 40	Андезин Ортоклаз	40 35 10 } 85 до 60
Сиенит	Роговая обманка	20	Ортоклаз Альбит Другие	35 40 5 } 80
Нефелиновый сиенит	Эгирин Амфибол (щелочной) Биотит	15 до 20	Альбит Ортоклаз Нефелин	40 35 25 } 85 до 80
Гранодиорит		15		85
Гранит	Биотит	10	Ортоклаз Альбит Кварц	30 30 30 } 90

Примечание. В общем можно видеть, что в магматических породах главную роль играют фельзические минералы, особенно полевые шпаты, среди последних — плагиоклазы.

Таблица 22

Классификация магматических пород Лаппарана-Лучицкого

	Главные минералы	Глубинные породы	Излившиеся породы
I. Ультраосновные породы (ультрабазиты)	Оливины, пироксены, реже амфиболы, еще реже биотит	Перидотиты и пироксениты	Пикритовые порфириты
II. Основные породы (базиты)	Пироксены, основные плагиоклазы, оливины, реже амфиболы и биотит	Габбро и нориты	Базальты, диабазы
III. Средние породы (медиты)	Роговая обманка, средний плагиоклаз, пироксены, реже биотит и кварц	Диориты, кварцевые диориты	Андезиты, дациты, порфириты, кварцевые порфириты, альбитофиры
IV. Промежуточные породы	Роговая обманка, средний плагиоклаз, ортоклаз, кварц, реже биотит и пироксены	Гранодиориты	Дациты (частью) Кварцевые порфириты (частью)
V. Кислые породы (ацидиты)	Биотит, кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, мусковит, реже амфиболы и пироксены	Граниты: а) Na-K-граниты б) Na-граниты в) K-граниты	Липариты (риолиты) Кварцевые порфиры: а) Na-K-липариты и кварцевые порфиры б) Na-липариты и кварцевые кератофиры в) K-липариты и K-кварцевые порфиры
VI. Щелочные породы 1) Насыщенные кремнекислотой	Калиевый полевой шпат, средний и кислый плагиоклаз, частично альбит; амфиболы, частично натровые; пироксены также частью натровые; реже биотит (лепидомелан)	Сиениты: а) K-Na-сиениты б) Na-сиениты в) K-сиениты	Трахиты и ортофиры: а) Na-K-трахиты и ортофиры, кератофиры б) Na-трахиты в) K-трахиты и K-ортофиры
2) Ненасыщенные кремнекислотой	а) Нефелин, лейцит, калиевый полевой шпат, альбит, щелочные амфиболы и пироксены, лепидомелан б) Нефелин, лейцит, основной плагиоклаз, щелочные пироксены и амфиболы, оливины	а) Нефелиновые и лейцитовые сиениты б) Щелочные габброиды и ультрабазиты	а) Фонолиты, нефелиновые порфиры, лейцитовые порфиры б) Щелочные базальты и ультрабазаниты

ности. Можно различать щелочно-земельные или нормальные Na-K-сиениты и связанные с ними излившиеся породы, K-сиениты, играющие второстепенную роль, и Na-сиениты, так же второстепенного значения.

Те же три группы пород имеются среди гранитов и их излившихся аналогов — щелочно-земельные (Na—K), K- и Na-граниты.

При меньшем содержании кремнекислоты, чем в сиенитах, получаются ненасыщенные породы с заместителями полевых шпатов; из них ненасыщенные калиевые породы представлены л е й ц и т о в ы м и породами, ненасыщенные натровые — н е ф е л и н о в ы м и. Среди конечных членов системы последних имеются две подгруппы: 1) породы, обогащенные щелочами и глиноземом и сравнительно бедные магнезиально-железистыми соединениями, и 2) щелочные габброиды, обогащенные последними, вплоть до образования щелочных перидотитов и щелочных пироксенитов. Среди сиенитов, частью и гранитов, выделяют монцонитовую группу пород, промежуточную между щелочноземельными и щелочными породами.

Среди пород различают, согласно Шенду, в зависимости от относительного содержания светлых и темноцветных составных частей, три главные группы их:

1) лейкократовые — содержат менее 30% темных минералов;
2) мезотипные — содержат 30—60% темных минералов;
3) меланократовые — содержат от 60 до 90% темных минералов.

Горные породы обычно состоят из трех—шести главных минералов; число акцессорных нередко значительно больше, но они присутствуют в весьма малых количествах и обычно обладают малыми размерами; в некоторых породах присутствует свыше 20 акцессорных минералов (гранит Дотмура), в нефелиновых сиенитах их иногда значительно больше.

Как редкое исключение порода может состоять из одного минерала (некоторые диаллагиты, гиперстениты и др.) или почти исключительно из одного (например, лабрадорит, содержащий свыше 90% лабрадора). Породы, содержащие главных минералов два и больше, называются п о л и м и н е р а л ь н ы м и, один минерал — м о н о м и н е р а л ь н ы м и.

Так как магматические породы могут быть: 1) глубинными, 2) полуглубинными и 3) излившимися, — в ряде случаев они при одном и том же составе получают различные названия; так, породы, состоящие главным образом из лабрадора и авгита, носят названия: глубинные — г а б б р о, гипабиссальные — г а б б р о - д и а б а з ы, излившиеся, образующие лавовые потоки и покровы, — б а з а л ь т ы.

II. ОПИСАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

1. ГРУППА ПЕРИДОТИТОВ, ПИРОКСЕНИТОВ И ПИКРИТОВ

(ультраосновные породы, ультрабазиты) (табл. XI, фиг. 1—3)

Для группы перидотитов и пироксенитов характерен состав, главным образом из мафических (темных) минералов, иногда лишь с очень малой примесью фельзических минералов (плагиоклаза). Они обладают большим удельным весом и часто занимают наиболее глубокие части интрузий. Последнее связано с тем, что, согласно мнению ряда петрографов, более тяжелые минералы оседают на дно магматических бассейнов. В верхней части земной коры интрузии этих пород наблюдаются сравнительно с другими породами в крайне ограниченном количестве. Перидотито-пироксенитовая магма иногда способна к интрузии, выполняя трещины в других породах, обыкновенно образуя более

или менее крупные выделения в самой диференцирующейся базальтовой магме. Связь с базальтовой магмой выражается в развитии этих пород совместно с более крупными массивами габбро-норитовых пород.

Главные минералы: оливин, пироксены (ромбические и моноклинные), иногда роговая обманка, редко биотит; крайне редко присутствует стекло (мэймичит, в бассейне р. Хатанги).

Второстепенные: основной плагиоклаз, хромит, пикотит, шпинель, гранат, ильменит, магнетит, платина.

Вторичные: серпентин, уралит, тальк, хлорит, кальцит, магнезит, соссюрит, лейкоксен, гидратные силикаты никеля (гарниерит и др.).

Главные представители этих пород перидотиты и пироксениты.

Перидотиты и пироксениты

Перидотиты — ультраосновные глубинные породы, состоящие главным образом из оливина, содержащие также пироксен. При преобладании пироксена породы называют пироксенитами. Представляя собой крайние члены диференциации магм, эти породы носят часто характер мономинеральных или анхимономинеральных (анхи — почти).

Главные типы среди них следующие:

Дунит (оливинит) (табл. XI, фиг. 1) — состоит почти исключительно из оливина нередко с примесью хромита. На горе Дун в Новой Зеландии дуниты частью совершенно свежи и представляют зернистый агрегат светлозеленого цвета. Дуниты широко развиты на Урале, где они обычно окрашены в черный цвет благодаря серпентинизации их с одновременным выделением мелкораспыленного магнетита. Массивы частью совершенно серпентинизированного дунита (аподунитового серпентинита) развиты к северу от Свердловска (массивы Тагила, Косьвинского камня, Тылая, Денежкина камня и др.); в уральских дунитах присутствует, кроме хромита, также и платина. Содержание оливина достигает 98—99%. Удельный вес их ближе к поверхности земли 2,7, на глубине — до 3,27. Судя по данным бурения на Урале, почти неизмененный дунит содержит миаролитовые пустоты с газами, среди которых преобладают водород, метан, азот. К дунитам принадлежит черный мэймичит, состоящий из крупных, частью серпентинизированных зерен оливина; химический состав его тождественный с составом дунита отличается присутствием стекла.

Среди пироксеновых перидотитов, состоящих из оливина и пироксенов, различают следующие главные типы:

1) саксониты (гарцбургиты) — ортопироксеновые перидотиты (Урал, Финляндия и др.);

2) верлиты или диаллаговые перидотиты (юг Украины, Урал);

3) лерцолиты — диаллаг-гиперстеновые перидотиты.

Роговообманковые перидотиты (оливин + роговая обманка) — они же шрисгеймиты, играют обычно второстепенную роль; на темном фоне крупнозернистого роговообманкового агрегата рассеяны округлые зеленоватые зерна оливина (пойкилитовая структура). Сравнительно редки на Урале.

Пироксениты состоят почти исключительно из пироксенов. Среди них по составу образующего их пироксена различают диаллагиты, энстатититы, гиперстениты, диаллаг-гиперстениты (вебстерит) (табл. XI, фиг. 3).

К этой же группе пород относятся часто крупнозернистые горнблендиты, состоящие главным образом из роговой обманки, обычно коричневой.

Своеобразный перидотит представляет собой кимберлит Южно-африканских алмазных месторождений, характеризующийся темной окраской, составом главным образом из оливина, в значительной степени серпентинизированного; присутствуют также биотит, близкий к флогопиту, перовскит, многочисленные кристаллы пиропа, ильменит, пикотит, апатит. Часто носит брекчиевый или туфовидный характер. В химическом отношении отличается значительным содержанием щелочей (главным образом K_2O) и CaO.

Имеются также разновидности перидотитов и пироксенитов, отличающиеся особенно большим содержанием магнетита, переходящие в магнетитовые руды. К ним относится магнетитовый оливинит — черная оливиновая порода, богатая титано-магнетитом (до 39% и выше), цементирующим оливин (сидеронитовая структура); выходы его имеются на горе Качканар (Урал).

Излившиеся аналоги ультрабазитов встречаются сравнительно редко. К ним относятся пикритовые порфириты, породы черного цвета, бесплагиоклазовые, средне- и мелкозернистые, нередко порфировые, состоящие главным образом из авгита и оливина с небольшой примесью пироксена, реже роговой обманки, иногда с примесью основного плагиоклаза.

В химическом отношении ультраосновные породы отличаются значительным содержанием окислов железа и магния, малым — кремнекислоты, часто почти полным отсутствием глинозема и щелочей (см. стр. 120).

Мафические минералы горных пород группы перидотитов и пироксенитов при изменении физико-химических условий сравнительно с теми, которые существовали во время образования их, разрушаются и дают начало новым минералам, устойчивым при новых физико-химических условиях: оливин переходит в серпентин; при полной серпентинизации его из дунитов образуются аподунитовые серпентиниты (змеевики). При переходе оливина и пироксенов в серпентин получаются апоперидотитовые, апопироксенитовые серпентиниты; сохраняющиеся остатки первичных минералов дают указания на первичный состав серпентинитов.

При преобразовании в присутствии CO_2 серпентин переходит в магнезит, иногда сопровождающий серпентин (район Халилово на Южном Урале и др.).

Во время процесса серпентинизации входивший в состав породы, никель выделяется в виде водного силиката, гарниерита; процесс этот сопровождается концентрацией никеля, а иногда также и кобальта, в отдельных участках серпентинизируемых ультраосновных пород (ряд месторождений никеля на Среднем и Южном Урале).

Ультраосновные породы пользуются особенно широким развитием на Урале, где они тесно связаны постепенными переходами с более богатыми SiO_2 основными породами группы габбро. Они тянутся местами широкой полосой на огромном расстоянии, образуя ряд массивов, начиная от Полярного Урала и вплоть до южной оконечности Южного Урала. Наряду с совершенно неизмененными ультрабазитами широко развиты также связанные с ними переходами серпентиниты (рис. 110).

Широкое распространение на Урале ультрабазитов в связи с присутствием в них крайне разнообразных полезных ископаемых, в числе которых на одном из первых мест стоят платина и другие металлы группы платины, далее никель, кобальт и др., придает крупнейшее значение всему Уралу как горнопромышленной области.

Разнообразные ультраосновные породы развиты и в ряде других мест СССР — в районе Саянских гор, в Закавказье, на Северном Кав-

казе и др., но такое огромное развитие их, какое наблюдается на Урале, нигде не установлено.

Ультраосновные породы, хотя и пользуются не особенно широким распространением сравнительно с другими породами, имеют, однако, огромное практическое значение, так как к ним приурочены, месторождения, кроме п л а т и н ы, н и к е л я, к о б а л ь т а, также х р о м и т а. Хромит очень важен для металлургии стали, применяется также, как высокоогнеупорный материал, для красочной (хромовые краски) и для других видов промышленности; месторождения хромитов, приуроченные к дунитам и аподунитовым серпентинитам, широко развиты на Среднем и Южном Урале, в меньшей степени на Кавказе и в Закав-

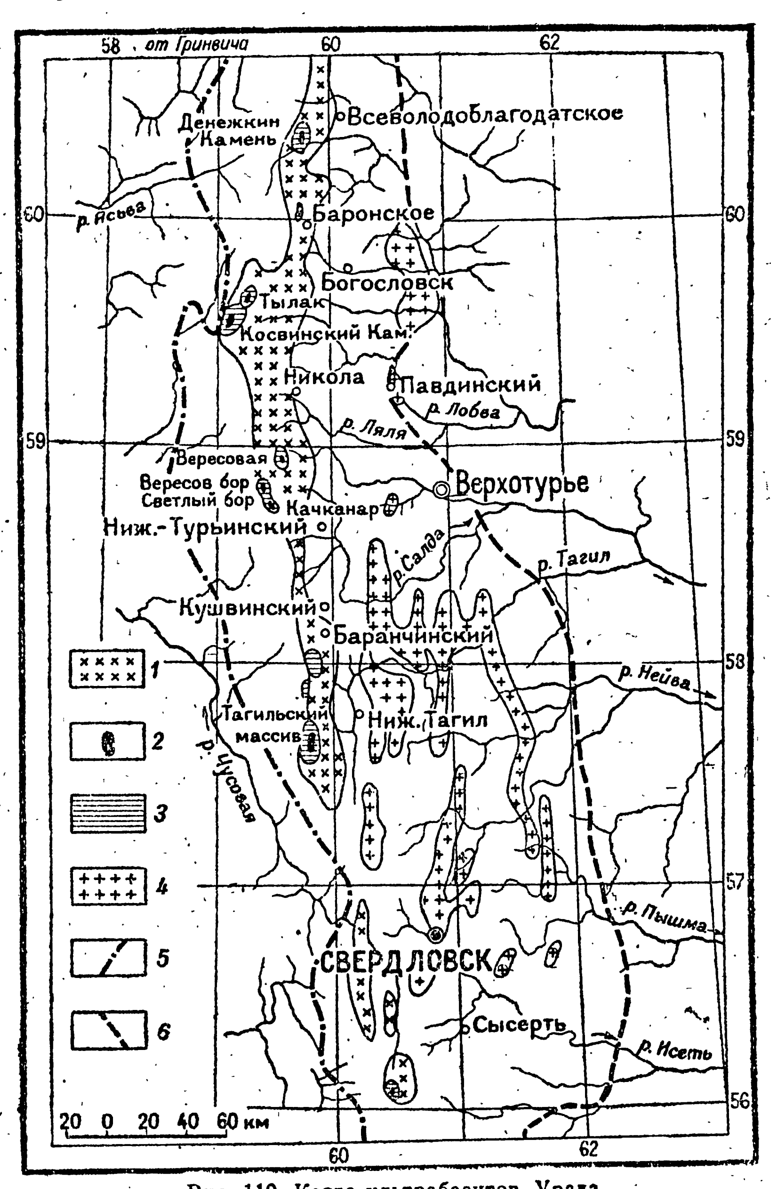


Рис. 110. Карта ультрабазитов Урала.

1—габбро и другие полевошпатовые породы; 2—дунит; 3—пироксенит; 4—основные глубинные и изверженные породы; 5—западная граница распространения кристаллических пород Урала; 6—западная граница третичных отложений.

казье. С ультрабазитами иногда также связаны месторождения з о л о т а. Кроме того, при преобразовании ультрабазитов в серпентинит в них иногда образуется тонковолокнистая разность серпентина — х р и з о т и л - а с б е с т, крупнейшие, мирового значения месторождения которого находятся на Урале. Имеются они и в Саянских горах. При преобразовании ультрабазитов при большом давлении образуются огнеупорные т а л ь к о в ы е или т а л ь к о в о-м а г н е з и т о в ы е породы (т а л ь к о в ы й или г о р ш е ч н ы й к а м е н ь).

С месторождениями ультраосновных пород связаны также знаменитые месторождения а л м а з а Южной Африки.

2. ГРУППА ГАББРО, ДИАБАЗА И БАЗАЛЬТА (БАЗИТЫ)

(табл. XI, фиг. 4, 5, 6; табл. XII, фиг. 1—4)

В состав группы габбро-диабаз-базальта входит большое число магматических пород как глубинных (габбро), так и полуглубинных (габбро-диабазов) и излившихся (базальтов). Из этих пород наиболее распространенными являются базальты, пользующиеся чрезвычайно широким распространением среди излившихся пород.

Все они обладают в общем близким минералогическим составом, характеризующимся тем, что в них обычно присутствует не один главный минерал, а два: один магнезиально-железистый, другой — фельзический (плагиоклаз) (полиминеральные породы).

Главную роль в этих породах играют чаще всего п и р о к с е н и п л а г и о к л а з, последний обычно основной, близкий к лабрадору; в ряде случаев присутствует также оливин.

В связи с различными условиями образования, в основных породах наблюдаются крупнозернистые структуры (в габбро), среднезернистые (в долеритах) и мелкозернистые до плотных (в базальтах).

В отличие от ультрабазитов, для базитов характерно то, что они представлены как глубинными и полуглубинными породами, так и излившимися, причем последние играют особенно большую роль. Большая роль излившихся пород среди базитов связана с тем, что 1) температура плавления (следовательно, и кристаллизации) их ниже, чем мономинеральных ультрабазитов; это естественно, так как в состав их входят главным образом пироксены и плагиоклазы, образующие друг с другом эвтектические смеси, температура плавления которых ниже, чем каждого из этих компонентов в отдельности; 2) такие минералы, как пироксены, оливины, основные плагиоклазы, кристаллизуются из расплавов также и без присутствия в последних летучих компонентов; поэтому они в общем одинаково легко могут кристаллизоваться как на глубине, так и на поверхности земли, образуя габбро и базальты; 3) благодаря большому содержанию в базальтовой магме окислов магния и железа, а также малому содержанию глинозема и кремнекислоты, вязкость этой магмы невелика даже без летучих компонентов, обычно уменьшающих вязкость жидкости; это обстоятельство способствует поднятию базальтовой магмы по трещинам и иными путями к поверхности земли и излиянию крупных масс ее с образованием при застывании мощных потоков и покровов, занимающих часто огромные площади. Базальтовая магма может также внедряться по слоистости в другие породы, иногда на очень большие расстояния.

а) Г л у б и н н ы е п о р о д ы

Глубинные породы базальтовой магмы представляют собой обычно меланократовые плутониты — крупно- и среднезернистые породы, массивные, реже полосатые, окрашенные, в зависимости от относительного

содержания темноцветных минералов и от окраски плагиоклаза, в серые, зеленовато-серые до темносерых и черных цвета.

Главные минералы: из темноцветных — пироксены (авгит, нередко диопсид, также гиперстен или энстатит), реже роговая обманка, еще реже биотит; часто оливин; из фельзических — основной плагиоклаз (чаще лабрадор № 50—60).

Второстепенные минералы: магнетит, титано-магнетит, ильменит, реже ортоклаз или микроклин, кварц.

Акцессорные минералы: апатит, хромит, корунд, шпинель, гранат.

Вторичные минералы: хлорит, эпидот, карбонаты, серпентин, кварц, лейкоксен, уралит, тальк, пренит, альбит, соссюрит, актинолит.

Пироксены, входящие в состав габбро, обычно представлены авгитом и диопсидом типа диаллага с характерным металлическим отблеском и тонкой, видимой под микроскопом, пластинчатостью по пинакоиду (100); нередко присутствует также гиперстен с медистым отблеском; под микроскопом наблюдаются характерный плеохроизм, низкое двупреломление и прямое угасание. Пироксены обычно образуют короткопризматические кристаллы и неправильные почти изометричные зерна. Роговая обманка обычно бурая, реже зеленая, в виде неправильных зерен, чаще слабо вытянутых кристаллов. Иногда присутствует также вторичная роговая обманка — актинолит или уралит — длинностолбчатая до волокнистой. Биотит в виде коричневых резко плеохроичных листочков встречается лишь в некоторых типах пород группы габбро. В ряде типов габбро присутствует также оливин в виде неправильных, в общем изометричных зерен, частью в значительной степени корродированных; оливин представлен как хризолитом, так и более железистыми разностями — вплоть до гортонолита.

Иногда в габбро вокруг темноцветных минералов наблюдаются реакционные оболочки, соответствующие реакционной схеме Боуэна; в таком случае оливин окружен оболочкой из гиперстена, переходящего далее в оболочку из клинопироксена; пироксен окружен оболочкой из роговой обманки; очень редко наблюдается последняя оболочка из биотита.

Главную роль в составе габбровых пород играет плагиоклаз, чаще всего лабрадор, иногда более основной, вплоть до анортита; обычно он белый, серый до черного, иногда с яркой игрой цвета (синей, голубой, зеленой, золотисто-желтой). Плагиоклаз чаще всего образует неправильные, в общем изометричные зерна, иногда переходящие в таблитчатые кристаллы; характерно присутствие в нем мелких иголочек ильменита; резко выражено полисинтетическое сложение по альбитовому и периклиновому законам; зонарная структура обычно отсутствует. Степень сохранности плагиоклаза различная; иногда он совершенно свежий; при метаморфизации переходит в мутный агрегат соссюрита — тонкозернистый агрегат цоизита или эпидота и альбита. Ортоклаз и микропертит видны обычно только под микроскопом.

Структура габбровых пород крупно- или среднезернистая, полнокристаллическая, в общем панидиоморфнозернистая с той характерной особенностью, что идиоморфизм плагиоклаза и пироксена в общем одинаков; такая структура называется габбровой. При более резко выраженном идиоморфизме плагиоклаза наблюдается также структура, близкая к диабазовой (офитовой). Порфировидная структура наблюдается редко. Некоторые габбро, в особенности более мелкозернистые, характеризуются полосатой текстурой благодаря чередованию полос, из которых одни образованы светлыми минералами, другие темноцветными («ленточные габбро»). Иногда наблюдаются также пегматитовые структуры.

Последовательность кристаллизации обычно следующая: руды, апатит, оливин-диаллаг, авгит-плагиоклаз; иногда плагиоклаз выделяется до кристаллизации темноцветных минералов.

Под влиянием горообразующих процессов габбровые породы претерпевают различного рода преобразования в зависимости от физико-химических условий, в ряде случаев без изменения минералогического и химического состава, с приобретением породами сланцеватой структуры (габбровые сланцы), чаще с одновременным преобразованием пироксенов в амфибол (роговообманковые сланцы).

Приобретение ленточной текстуры является процессом первичным, связанным с кристаллизацией габбровой магмы и отделением минералов, выделившихся первыми от остающейся жидкой, обедненной темноцветными составными частями магмы; согласно другим предположениям, эта структура является результатом образования эмульсий двух не смешивающихся друг с другом жидкостей, одна из которых обогащена магнезиальными окислами, другая — кремнекислотой, глиноземом и щелочами.

Габбровые породы связаны постепенными переходами с более основными, чем они, породами, именно с перидотитами и пироксенитами, через особенно сильно обогащенные темноцветными минералами м е л а г а б б р о, а с более кислыми породами — диоритами, через посредство пород с более кислым плагиоклазом — габбро-диоритов. Основным в определении границы между габбро и диоритами является появление в диоритах плагиоклаза с меньшим содержанием анортитового компонента, чем 40—50%, что тесно связано и с меньшим в общем содержанием темноцветных минералов.

Имеется большое число разновидностей габбровых пород, носящих специальные названия.

Главный тип, особенно широко развитый, г а б б р о состоит из основного плагиоклаза и диаллага (клинопироксена).

Реже встречается о л и в и н о в о е г а б б р о, отличающееся от предыдущего присутствием оливина (табл. XI, фиг. 4).

Габбро, содержащее наряду с клинопироксеном также ортопироксен, называется г а б б р о-н о р и т о м, в присутствии оливина — о л и в и н о в ы м г а б б р о-н о р и т о м.

Если вместо клинопироксена присутствует ортопироксен (гиперстен), порода называется н о р и т о м, соответственно о л и в и н о в ы м н о р и т о м (табл. XI, фиг. 5).

К р о г о в о о б м а н к о в ы м г а б б р о относятся габбро, главным темноцветным компонентом которых является первичная роговая обманка.

В том случае, когда пироксен отсутствует и порода состоит из оливина, округлые зерна которого рассеяны в лабрадоре, порода носит название ф о р е л л е н ш т е й н а (табл. XI, фиг. 2).

А н о р т о з и т о м называется порода, состоящая из плагиоклаза (до 90%) и темноцветных минералов (менее 10%); эти породы иногда образуют крупные массивы — в Канаде до 5800 *км²*, на Украине до 1000 *км²*.

Среди них выделяют л а б р а д о р и т; на Украине он частью черный с ярким отливом, иногда же он светлосерый с голубым отливом, напоминающим отлив щелочных сиенитов Лаурвика в Норвегии (Волынь около ст. Турчинка). Образование анортозитов Боуэн объясняет сортировкой кристаллов плагиоклаза по удельному весу во время кристаллизации базальтовой магмы; обычно они тесно связаны с норитовыми и габбро-норитовыми интрузиями.

На Украине наблюдается следующая смена пород одних другими:

Оливиновый габбро-норит — габбро-норит — габбро-норитовый лабрадорит — лабрадорит.

Иногда в габбро присутствует также ортоклаз или микролин, обычно с пертитовым сложением; получается ортоклазовое габбро, развитое на Украине, реже на Урале и в других местах. С увеличением содержания калиевого полевого шпата ортоклазовое габбро сменяется сиенитами, с появлением в последних кварца — гранитами. На Урале наблюдаются переходы следующего рода: дунит — перидотит — оливиновое габбро — габбро — диорит; иногда также габбро-норит — ортоклазовое габбро — монцонит — сиенит — лейкосиенит (табл. 23).

Таблица 23

Количественная характеристика габбровых пород по Б. М. Куплетскому (1936)

Типы	Процентное содержание плагиоклаза в плагиоклазовых породах			Процентное содержание пироксена в ультрабазитах
	пересыщенные кварцевые габбро и диабазы	нормальные — без кварца и оливина	недосыщенные — оливиновые габбро и диабазы	пироксенитооливинитовые породы
Лейколитовый	—	85—100	80—95	90—100
		Анортозит	Форелленштейн	Пироксенит
Лейкократовый	60—80	70—85	65—80	65—90
		Лейкократовое габбро		Оливиновый пироксенит
Мезолитовый	30—60	30—70	40—65	30—65
	Кварцевые габбро	Габбро и нориты	Оливиновое габбро	Перидотит
Меланократовый	10—30	15—30	20—40	10—30
				Пироксенитовый оливинит
Меланолитовый	0—10	0—15	0—2	0—10
		Габбро-пироксенит	Габбро-перидотит	Дунит и оливинит

В химическом отношении габбровые породы характеризуются присутствием 45—52% SiO_2, 10—20% Al_2O_3. Большое содержание глинозема и CaO указывает на присутствие значительного количества анортитового компонента. в плагиоклазе. Крайне непостоянно содержание FeO (от 4 до 16% и более) и MgO (от 2,5 до 15% и более). Содержание CaO колеблется обычно в пределах между 9 и 15%. Характерно далее довольно высокое содержание TiO_2, дающее начало ильмениту и титано-магнетиту, и сравнительно малое содержание K_2O (см. стр. 120).

После своего образования габбровые породы нередко подвергаются глубокому преобразованию под влиянием различных агентов: пироксен переходит в уралитовую роговую обманку (уралитизация), образуется уралитовое габбро с волокнистым и игольчатым уралитом. При преобразовании авгита в обыкновенную роговую обманку получаются амфиболиты, в которых часто плагиоклаз обогащается альбитовым компонентом; анортитовый компонент дает начало цоизиту и эпидоту первичных габбро; в соссюритовых габбро плагио-

клаз полностью преобразован в соссюрит. Воздействие контактов с другими породами, в особенности с гранитными интрузиями, вызывает образование минералов, содержащих хлор, например скаполитов (скаполитовые габбро).

Габбро залегают обычно в виде штоков, иногда лакколитовых залежей или линзовидных даек и т. д. Массивы, образованные габбровыми породами, тянутся иногда на протяжении свыше 600 *км* (например, на Урале). Огромный лополит Бушвельда, представленный главным образом габбро-перидотитовыми породами, занимает пространство около 25 000 *км*^{2}, габбро-норитовый и лабрадоритовый массив Волыни 3000 *км*^{2}.

Возраст габбровых пород крайне разнообразен: от докембрийского до мелового, редко третичного.

Для областей развития габбро-норитовых пород характерно то, что обычно эти породы на незначительных протяжениях изменяют свой состав и структуру; в одном и том же массиве можно встретить большое число различных разновидностей габбровых пород, что резко отличает их от массивов гранитов, часто сохраняющих свой состав и строение на значительных протяжениях.

Габбровые породы имеют крупное практическое значение, так как к ним приурочены месторождения важнейших полезных ископаемых. Ряд полезных ископаемых присутствует в областях развития габбро, но подчинены они обычно ультраосновным породам, сопровождающим габбро (см. стр. 120).

К самим габбро приурочены другие полезные ископаемые, получившие крупное практическое значение: титано-магнетитовые руды, содержащие, кроме железа, также титан и ванадий. С некоторыми габбро тесно связаны месторождения меди, пирротина, содержащего никель, когда он включен в габбровых породах в виде шлиров, и лишен его, когда он образует накопления за пределами габбровых пород, кобальта и платины. К габбро-норитовым породам приурочены также месторождения корунда. Ценный декоративный материал представляют сами габбровые породы, в особенности лабрадорит, обычно крупнозернистый, то почти черный с густыми цветными отливами плагиоклаза, то светлосерый с голубым отливом. Широко развит на Украине в областях развития габбровых пород (Киевская и Житомирская области). При наличии параллелепипедальной отдельности и достаточно мелкозернистой структуры габбро идет на брусчатку для мостовых.

б) Излившиеся породы

Базальт представляет собой обычно черную, мелко-, средне- или крупнозернистую массивную породу. Главными минералами базальта являются авгит и основной плагиоклаз, часто также оливин. В отличие от базальта диабаз, обладающий тем же составом, той же крупностью зерна и массивной структурой, отличается в большей или меньшей степени тем, что входящие в его состав минералы в большей или меньшей степени изменены: авгит частично хлоритизирован, плагиоклаз соссюритизирован, частично также хлоритизирован, оливин серпентинизирован; поэтому диабаз характеризуется сероватой с зеленоватым оттенком окраской (табл. XII, фиг. 1 и 2).

Главные минералы: авгит, иногда титан-авгит, реже гиперстен или энстатит, оливин и основной плагиоклаз (лабрадор, битовнит); второстепенные: апатит, магнетит, титано-магнетит, ильменит, иногда кварц, калиевый полевой шпат.

Вторичные минералы: хлорит, цоизит, эпидот, серпентин, кварц, соссюрит, альбит, серицит, пренит, карбонаты, лейкоксен, гидраты окислов железа, самородная медь.

Авгит присутствует обычно в виде неправильных зерен и лишь в случае порфировой структуры образует правильные кристаллики, ограниченные часто (110), (100), (010) с характерными восьмиугольными поперечными разрезами; теми же очертаниями обладают гиперстен и энстатит. Иногда присутствует титан-авгит с фиолетово-коричневатой окраской и довольно резко выраженной дисперсией оптических биссектрис.

Оливин образует в более крупнозернистых породах неправильные зерна, в породах с порфировой структурой — прекрасно ограненные кристаллики, отличающиеся от авгита тем, что в шлифах они совершенно бесцветны и более заострены на концах.

Роговая обманка и биотит играют совершенно второстепенную роль. Амфибол обычно представлен базальтической роговой обманкой, черной макроскопически, под микроскопом бурой, темнокоричневой, нередко с опацитовой каймой, как результат магматической ресорбции; иногда окружает авгит. В некоторых случаях находится в параллельном срастании с зеленой роговой обманкой.

Плагиоклаз обычно представлен лабрадором и битовнитом. Если он присутствует в двух генерациях, первая генерация — вкрапленники, более богаты анортитовым компонентом, чем вторая генерация — в основной массе. Зонарная структура наблюдается лишь иногда. В базальтах и долеритах плагиоклаз часто совершенно свежий, в диабазах и диабазовых порфиритах — обычно в большей или меньшей степени разрушенный, с замещением его серицитом или соссюритом, иногда эпидотом или альбитом, анальцимом и кварцем.

Характерно присутствие апатита в оливиновых и безоливиновых базальтах (кварцевых базальтах) в виде округлых и корродированных зерен.

Основная масса базальтов состоит из тех же минералов, которые образуют и вкрапленники; обычно в состав ее входят авгит (диопсид), основной плагиоклаз разной основности и магнетит. В некоторых случаях к этим минералам присоединяется стекло, изотропное, окрашенное в коричневатый и коричневый цвета, или продукты его рекристаллизации.

Структура базальтов разнообразна. В ряде случаев они равномерно зернисты, нередко также обладают порфировой структурой с вкрапленниками оливина (оливиновые базальты), иногда только авгита (авгитовые базальты) или только основного плагиоклаза в виде таблитчатых до тонкотаблитчатых кристаллов (плагиоклазовые базальты): реже среди вкрапленников присутствуют авгит, оливин и плагиоклаз одновременно (табл. XII, фиг. 3).

Основная масса в зависимости от характера кристаллизации базальтов и близких ему пород может обладать различными типами структур; особенно часто наблюдается интерсертальная структура, охватывающая также и структуру офитовую — кристаллы плагиоклаза резко идиоморфны, зерна авгита аллотриоморфны по отношению к плагиоклазу, захватывают иногда ряд кристаллов его; промежутки могут быть частично или полностью выполнены стеклом.

В зависимости от содержания стекла или отсутствия его можно различать структуры базальтов голокристаллически-порфировую, без стекла, гипокристаллически-порфировую — с небольшим содержанием стекла и витрофировую — с преобладанием стекла.

Последовательность кристаллизации непостоянная. Обычно первыми кристаллизуются рудные минералы и апатит; продолжительность

кристаллизации рудных минералов очень велика и захватывает начало кристаллизации оливина, за которым следуют авгит и роговая обманка. Последним выпадает плагиоклаз. Однако в ряде случаев (при офитовой структуре) до выпадения авгита начинает выделяться плагиоклаз.

В некоторых диабазах конечным продуктом кристаллизации является микропегматит, выполняющий промежутки, остающиеся между ранее выделившимися кристаллами.

В зависимости от размеров зерен и различимости их на-глаз и под микроскопом, согласно предложению Циркеля, иногда, в особенности в более старой литературе, различают:

Крупнозернистые базальты — долериты, среднезернистые анамезиты.

Мелкозернистые до плотных — собственно базальты.

Общее название различных полуглубинных и излившихся аналогов габбровых магм базальты, с рядом разновидностей, независимо от того, будут ли они оливиновые или безоливиновые. В случае присутствия в них миндалин, выполненных вторичными минералами — кварцем, кальцитом, хлоритом, цеолитами и другими минералами, — получаются миндалекаменные базальты. Гиперстеновые и энстатитовые базальты отличаются содержанием ортопироксена как существенной составной части.

Базальтовая магма, находясь до излияния ниже поверхности земли, обнаруживает процессы диференциации по трем путям, дающие при застывании следующие характерные серии породы:

1. Базальт → андезит → риолит (щелочно-земельные породы).
2. Базальт → трахиандезит → трахит (полущелочные породы).
3. Базальт → щелочный трахит → фонолит (щелочные породы).

Эти типы пород, охватывающие почти все излившиеся породы земли, образуются при определенных геологических условиях, от которых зависит их распространение; первые характерны для районов орогенических (области складчатых гор, например района Тихого океана и окружающих его гор); вторые (полущелочные) — для неорогенных районов (океанические бассейны, форланды складчатых гор, например район Карпат); третьи (щелочные) — для неорогенных районов со сбросовыми участками (например, центральная Африка) и развиты в малых размерах.

В ряде случаев в поверхностных частях базальтовых покровов и потоков, в связи с энергичным выделением из базальтовой лавы газов, последняя пузыриста и застывает в виде пористого базальтового шлака с порами разных размеров, в одних случаях мелких, в других крупных.

При распылении базальтовой лавы получаются черные базальтовые туфы, образованные накоплением лапилли, вулканического песка и пепла.

В связи с малой вязкостью и легкой подвижностью расплавленных базальтовых магм они легко выливаются на поверхность земли, часто в громадных количествах, образуя потоки и покровы иногда огромных размеров (базальты плоскогория Декана в Индии, общей мощностью до 1800 *м*, покрывают площадь в 2 500 000 *км*^{2}; базальты северной части Атлантического океана — свыше 500 000 *км*^{2}, при мощности в Исландии до 3000 *м*); благодаря тем же свойствам базальты образуют межпластовые (пластообразные) интрузии (силли), занимающие огромные площади в Сибири; Левинсон-Лессинг дал им образное название «герпадзолиты», т. е. вползающие породы. Часто образуют также дайки. Объем излияний достигает огромных размеров в Исландии до 43 160 000 000 *м*^{3}, в то время как здесь же липариты образуют излияния всего до 500 000 000 *м*^{3}.

Хотя первичные минералы диабазов в большей или меньшей степени изменены (хлоритизированы, эпидотизированы, уралитизированы, альбитизированы, соссюритизированы), все же часто хорошо сохраняется типичная офитовая структура, характерная для них. Под названием габбро-диабазы выделяют полуглубинные породы, промежуточные между глубинными и излившимися, представляющие собой габбро с характерной диабазовой структурой (табл. XI, фиг. 6).

Различают безоливиновые диабазы и оливиновые диабазы; в составе последних оливин играет существенную роль. К кварцевым диабазам относят диабазы, содержащие свыше 5% кварца.

Местами, в особенности в области Арктики, в ряде мест видную роль играют энстатитовые (гиперстеновые) диабазы.

Для диабазовых порфиритов характерна порфировая полнокристаллическая структура. В стекловатых диабазах или гиалодиабазах (витродиабазах) в основной массе присутствует стекло, обычно рекристаллизованное.

Диабазовые мандельштейны отличаются присутствием миндалин.

Вариолиты — витрофировые диабазы с многочисленными вариолями шаровидной формы, образованными тонкоигольчатыми микролитами полевого шпата и авгита. Первично стекловатая основная масса обычно рекристаллизована. Присутствует много авгита, частично также кальцита, кварца, актинолита, эпидота и других минералов.

К спилитам относятся диабазовые породы, тонкозернистые до плотных, зеленоватые; они относятся к эффузивным породам, сильно обогащенным вторичными минералами, в первую очередь альбитом; нередко наблюдается миндалекаменная структура с кальцитом, эпидотом, цеолитами и др. Спилиты обычно образуются при подводных извержениях диабазовых лав; обладают «подушечной» отдельностью.

Спилиты широко распространены в Карелии, на Урале, в Крыму (по Южному берегу, на Карадаге) и в ряде других мест.

Излившиеся и экструзивные разности базальтовой магмы под влиянием горообразующих процессов легко преобразуются в новые породы, отличающиеся развитием в них ряда вторичных минералов; авгит уралитизируется или хлоритизируется, плагиоклаз — соссютизируется или альбитизируется. Одновременно с разрушением первичных минералов идет обогащение породы углекислотой; образуется кальцит. Глубокоизмененные амфиболитизированные диабазы и базальты носят название метабазитов.

В конечном итоге при отсутствии влияния атмосферных деятелей под влиянием горообразующих сил диабазовые породы преобразуются в диабазовые зеленые, хлоритовые, альбитовые сланцы.

Базальтовые и диабазовые породы характеризуются малым содержанием кремнекислоты (около 50%), с преобладанием обычно Na_2O над K_2O при значительном содержании окислов железа и магния.

Базальт представляет собой прекрасный материал для постройки фундаментов, мостов и пр. вследствие своей крепости и сравнительно легкой добычи; в том случае, когда они обладают параллельно-столбчатой отдельностью, и базальт и диабаз могут давать хорошую брусчатку (каменоломни диабаза на берегу Онежского озера). Сопротивление давлению базальта достигает 3500 *кг/см*^{2}, иногда до 5000 *кг/см*^{2}, диабаза — 2000 *кг/см*^{2}, иногда 2600 *кг/см*^{2}.

Базальты и диабазы в настоящее время широко применяются для каменного литья; они плавятся при 1200—1250°; переход из жидкого легкоподвижного состояния в кристаллическое происходит почти без промежуточных вязких состояний.

Базальты в некоторых случаях несут оруденение. Так, местами в Восточной Сибири к контактам к ним приурочены месторождения Pb, Zn и других элементов; в районе Верхнего Озера (Северная Америка) — месторождения меди; в Гренландии в них встречается самородное железо. К полуглубинным габбро-диабазам Норильска приурочено оруденение Ni и Pt.

3. ГРУППА ДИОРИТА И АНДЕЗИТА
(табл. XIII, фиг. 1, 2 и табл. X, фиг. 1)

В состав группы диорита и андезита входят глубинные породы (диориты и кварцевые диориты) и излившиеся (андезиты, дациты, порфириты, кварцевые порфириты).

В связи с более кислым характером самих пород сравнительно с производными базальтовой магмы для группы диорита и андезита характерна замена основного плагиоклаза средним андезином; так как содержание окиси калия в этих породах еще не особенно велико сравнительно с гранитами, они отличаются полным или почти полным отсутствием калиевого полевого шпата, т. е. являются породами плагиоклазовыми.

В согласии со схемой Боуэна, в них присутствует как главный минерал из числа темноцветных роговая обманка, сменяющая пироксены более основных пород. Оливин почти совершенно отсутствует; в более кислых типах, именно в кварцевых диоритах, появляется кварц как одна из главных составных частей этого типа диоритов.

Из числа производных средней диоритовой магмы глубинные породы играют менее крупную роль, чем излившиеся. Диоритовые магмы содержат больше летучих компонентов, чем магмы основные; в то же время благодаря значительному содержанию щелочей и сравнительно большему — кремнекислоты и глинозема при малом содержании минерализаторов эти магмы становятся менее подвижными; при отсутствии в них минерализаторов, выходя на поверхность земли, они сравнительно легко дают стекло.

а) Глубинные породы

Глубинные породы — диориты и кварцевые диориты — гранитоидные средне- и крупнозернистые серые или зеленовато-серые породы, более меланократные, чем граниты; в случае особенно большого содержания темноцветных минералов окрашены в темносерый почти до черного цвета (меладиориты).

Главные минералы: из темноцветных — роговые обманки (главным образом обыкновенная), реже клино- и ортопироксены, еще реже биотит; из фельзических — средний плагиоклаз — андезин; в более кислых разностях присутствует кварц.

Второстепенные минералы — иногда ортоклаз и микроклин, обычно апатит, магнетит, титанит.

Вторичные минералы — серицит, каолинит, хлорит, эпидот, карбонаты, гидраты окислов железа, кварц, уралит, соссюрит.

Плагиоклаз, составляющий часто свыше 70% всей породы, зеленовато-белый или белый, то толсто-, то тонкотаблитчатый; в шлифе он часто мутноватый, с двойниковой структурой по альбитовому, реже по другим законам; обычно принадлежит андезину, реже олигоклазу; часто резко выражена зонарная структура.

Роговая обманка характеризуется черными удлиненными зернами, иногда призматическими; в шлифе зеленая, реже коричневая, с плеохроизмом и другими свойствами, характерными для обыкновенной ро-

говой обманки. Реже присутствует пироксен, в большинстве случаев гиперстен или авгит.

Структура диоритов массивная, зернистая, полнокристаллическая, часто гипидиоморфнозернистая; сперва выделяются пироксены, позже амфиболы и последним — биотит; плагиоклаз часто выделяется одновременно с биотитом, также и с роговой обманкой.

Если присутствует калиевый полевой шпат или кварц, резко проявляется идиоморфизм плагиоклаза по отношению к ним. В более меланократовых разностях диоритов плагиоклаз становится более идиоморфным по отношению к темноцветным минералам.

В некоторых других диоритах структура панидиоморфнозернистая, сходная с габбровой. Иногда плагиоклаз выделяется до кристаллизации темноцветных минералов. В этом случае получается структура, приближающаяся к диабазовой.

Диориты представляют собой породы, переходные между габбро и гранитами; последние более обогащены щелочами, в первую очередь калием и кремнекислотой, чем диориты. Эти переходные типы получили название габбро-диоритов и гранодиоритов (табл. XII, фиг. 4).

В химическом отношении диориты характеризуются большим содержанием кремнекислсты, чем габбровые породы, в среднем около 62%, несколько меньшим — окислов железа и магния, несколько большим — щелочей; характерно в некоторых случаях довольно высокое, до двух и более процентов, содержание окиси калия. Обычно отношение $K_2O : Na_2O$ колеблется между 1 : 2 и 1 : 3.

Плагиоклаз диоритов — андезин, в некоторых других случаях олигоклаз и даже альбит. Образование последнего в одних случаях первичное, в других — вторичное (в результате процесса альбитизации породы).

К диоритам по недоразумению иногда относят некоторые метаморфические породы, именно некоторые амфиболиты, представляющие собой глубоко измененные в ряде случаев габбровые породы, как излившиеся, так и глубинные, в частности амфиболитизированные габбро.

Среди диоритов особенно часто встречаются роговообманковые диориты, или собственно диориты, — типичные плагиоклазово-роговообманковые породы, встречающиеся в гранитных областях на Урале, Алтае, в Азербайджане и других местах. Обычно они носят гранитоидный облик.

Значительно реже встречаются пироксеновые (авгитовые, энстатитовые, гиперстеновые) диориты. Граница между ними и габбро проводится обычно по плагиоклазу; породы с плагиоклазом, содержащим анортита менее 50%, относят к диориту, при большем содержании анортита — к габбро. Однако некоторые типичные ортоклазовые габбро, например Украины, содержат плагиоклаз № 45.

Слюдяные диориты, обычно с примесью роговой обманки, встречаются реже роговообманковых диоритов.

Присутствие кварца в диоритовых породах отмечается в их названии прибавкой слова кварцевый.

К кварцевым диоритам близко стоят гранодиориты, характеризующиеся как промежуточные (переходные) между кварцевыми диоритами и гранитами; отличаются от первых содержанием калиевого полевого шпата от незначительного количества до 30%. Стоят они ближе к гранитам, чем к диоритам. Средний состав пород диоритовой группы дан в табл. 24.

Во время процессов изменения, в особенности при действии постмагматических процессов, первичные минералы переходят во вторичные — аналогично тому, что наблюдается и в габбровых породах; об-

разуются хлорит, актинолит или уралит, породы приобретают зеленоватую окраску, получаются уралитовые диориты со вторичной роговой обманкой.

Форма залеганий диоритов — штоки различных размеров, обычно не особенно больших (Альпы, Карпаты, Алтай и др.). Иногда образует дайки.

Средний количественно-минералогический состав (в вес. %) главнейших типов диоритов дается Б. Куплетским в следующем виде (табл. 24).

Таблица 24

Минералы	Диорит (среднее из 50)	Кварцевый диорид (среднее из 50)	Тоналит (среднее из 32)	Монцонит (сиенито-диорит) среднее из 31)
Кварц	0,95	9,31	24,01	1,21
К-полевой шпат	1,00	0,71	1,26	27,64
Плагиоклаз	55,26	53,80	52,85	36,84
(N-плагиоклаза)	(20—45)	(20—40)	(20—40)	(35—50)
Пироксен и амфибол	32,93	23,20	6,87	23,00
Слюды и хлорит	5,15	9,82	12,59	6,49
Магнетит и рудные	3,63	2,03	1,51	2,50
Апатит, титанит и пр.	1,08	1,13	0,91	2,32

б) Излившиеся породы

Андезиты и порфириты, дациты и кварцевые порфириты — излившиеся аналоги глубинных диоритов и кварцевых диоритов. В некоторых случаях они могут быть аналогами как некоторых габбровых пород, так и некоторых более основных из числа кислых пород, в частности плагиогранитов.

Андезиты и дациты — новейшие излившиеся породы; эти породы особенно хорошо сохранились почти без образования вторичных минералов; порфириты и кварцевые порфириты — более древние, более или менее измененные породы того же состава, обогащенные вторичными минералами.

Обычная характерная структура излившихся пород диоритовой магмы — порфировая с хорошо выраженными вкрапленниками и ясно отличимой от вкрапленников основной массой.

Среди вкрапленников присутствуют главным образом плагиоклазы среднего состава — главным образом андезин, реже олигоклаз-андезин или лабрадор-андезин. В андезитах и дацитах плагиоклаз обычно очень свежий, стекловидный, в порфиритах матовый, мутноватый. В нем обычно очень хорошо выражена зонарная структура. В кварцевых андезитах или дацитах, в кварцевых порфиритах присутствует кварц, образующий вкрапленники с заметными дипирамидальными очертаниями. Из темноцветных минералов чаще других присутствуют пироксены, главным образом авгит или гиперстен, иногда также энстатит, реже роговая обманка, часто одновременно с пироксенами, еще реже биотит. Кроме того, могут присутствовать, как второстепенные минералы, изредка титанит, иногда гранат, кордиерит, почти всегда апатит и магнетит. Вкрапленники часто в значительной степени корродированы, в особенности кварц, роговая обманка и биотит. Очень редко в авгитовых андезитах можно обнаружить оливин.

Вторичные минералы — каолинит, мусковит и серицит, эпидот и цоизит, кварц, кальцит, гидратные окислы железа.

Обычно андезиты и дациты обладают порфировой структурой, реже они афировые.

Основная масса редко полнокристаллическая, чаще встречаются структуры полукристаллические, вплоть до стекловатых (гиалиновых).

Микролиты плагиоклаза в основной массе играют видную роль; обычно они тонкопризматические до тонкоигольчатых, в то время как кристаллики пироксенов, также играющие в основной массе довольно видную роль, короткостолбчатые. Несколько более удлинены микролиты роговой обманки. Последняя присутствует только в полуглубинных типах андезитов. Редко присутствует в основной массе биотит, обычно сильно резорбированный.

Стекло бесцветно или окрашено в светлобуроватые цвета, пронизано большим или меньшим количеством микролитов.

В андезитах и дацитах, как и в порфиритах, микролиты плагиоклаза часто располагаются флюидально. Широко распространена пилотакситовая, так же как и гиалопилитовая структуры (табл. XIII, фиг. 1 и 2).

При застывании на поверхности земли (при излиянии) образуются различного рода обсидианы, перлиты, пехштейны, обладающие составом типичным для андезитов и дацитов. При излиянии в условиях выделения большого количества газов образуются пемзы и своеобразные текстуры поверхностных частей лавовых потоков шлакового характера в виде туфовых лав (Алагез в Армении).

Для излившихся аналогов диоритов, как и для других типов излившихся пород, характерно то, что минералогические ассоциации в них всегда более высокотемпературны, чем в соответствующих им глубинных породах.

Так среди андезитов наиболее распространены авгитовые и гиперстеновые (частично и энстатитовые) типы, меньше роговообманково-пироксеновые и роговообманковые, для которых характерны более глубинные условия затвердевания; особенно редки биотитовые и роговообманково-биотитовые андезиты. Пироксеновые андезиты широко распространены в области юных гор альпийской складчатости: Кавказ — вулканы Казбек, Эльбрус; Закавказье — Алагез, Абас-Туман и др.

Они же широко распространены среди сравнительно юных и современных вулканов Камчатки и вулканов, расположенных вокруг Великого океана, также и части Атлантического океана (Антильские острова с о. Мартиникой), Зондский архипелаг и др.

Дациты значительно менее распространены, чем андезиты; нередко они лишены кварцевых вкрапленников и видимого кварца; присутствие избытка кремнекислоты устанавливается часто только путем химического их анализа.

В значительной степени измененные андезиты и дациты-порфириты обогащены различными вторичными минералами; они представлены также различными типами в зависимости от их состава; среди них имеются авгитовые и вообще пироксеновые порфириты, часто встречаются роговообманковые порфириты. Порфириты различных типов пользуются довольно широким распространением на Кавказе, в Закавказье, на Украине, Урале, Алтае, в Саянских горах и других районах, где имели место процессы горообразования герцинские, каледонские и более древние. В том случае, когда в них плагиоклаз представлен альбитом, они получают название альбитофиров (табл. XV, фиг. 1).

Как андезиты, так и дациты и порфириты сопровождаются вулканическими туфами того же состава, как и излившиеся породы; туфы нередко переслаиваются с потоками и покровами излившихся пород, которые они сопровождают, и носят обломочный характер.

В связи с изменением первичных минералов порфиритовые туфы часто переходят в породы, с трудом отличимые от самих порфиритов.

Под влиянием горообразующих процессов порфириты и их туфы нередко приобретают сланцеватую структуру и переходят в разнообразные зеленокаменные сланцы и породы, часто теряют следы своего первичного происхождения. С этими глубоко измененными породами в ряде мест тесно связаны яшмы как продукт окремнения порфиритов и их туфов.

Формы залегания андезитов, дацитов и порфиритов крайне разнообразны; нередко они образуют потоки и покровы, иногда чередующиеся со своими туфами, нередко также штоки, лакколиты, дайки разной мощности, межпластовые залежи (силли); часто сопровождаются туфами.

Мощность покровов порфиритов значительна, достигает местами 500 *м*. Иногда образуют также и купола (Венгрия).

Размеры покровов андезитов местами огромны. Характерно для них то, что при этом они сохраняют свои основные черты минералого-химического и структурного характера. В Центральной Америке они прослеживаются на расстоянии свыше 1000 *км*.

Возраст порфиритов на Урале и в ряде других мест СССР большей частью палеозойский.

Отдельность андезитов, дацитов и порфиритов большей частью неправильная, иногда столбчатая, аналогичная отдельности, характерной для базальтов.

Андезиты в общем несут мало полезных ископаемых. В связи с андезитами встречаются измененные вулканогенными процессами разности — пропилиты, иногда содержащие золото.

Плотные андезиты применяются как кислотоупорный материал при возможности получать штучный камень. Широко применяются в дорожностроительном деле, большей частью как бут, туфовые лавы Армении — как ценный строительный материал.

4. ГРУППА ГРАНИТА И ЛИПАРИТА (РИОЛИТА)

(табл.: VIII. фиг. 1; IX, фиг. 1; XV, фиг. 2; XVI, фиг. 1 и 2)

Породы группы глубинных гранитов и излившихся липаритов (они же риолиты) характеризуются тем, что они кристаллизовались из гранитной магмы, отличающейся значительным содержанием кремнекислоты и щелочей и одновременно летучих компонентов.

На глубине гранитная магма дает чрезвычайно легко подвижные массы, проникающие иногда в тонкие трещины и продвигающиеся по ним на значительные расстояния; на глубине кристаллизация происходит благодаря этому при особенно благоприятных условиях, при которых могут получаться также и крупные кристаллы характерных для нее минералов, размерами иногда в сантиметры и даже метры. Достигая поверхности, гранитная магма теряет летучие компоненты и при охлаждении переходит в очень вязкую, с трудом кристаллизующуюся жидкость, поэтому в зависимости от места своего застывания в земной коре она дает всевозможные структурные переходы, от крупнозернистых пород, какими часто бывают граниты и пегматиты, до чисто стекловатых пород — обсидианы и пехштейны.

Характерно далее то, что здесь мы впервые встречаемся с магмами и породами, среди которых можно различать три основные группы, в зависимости от содержания в первую очередь щелочей и от характера этих щелочей. Особенно широко распространены породы с примерно равными отношениями между K_2O и Na_2O; значительно реже

развиты породы, в которых преобладающую роль играет Na_2O в группе натровых гранитов и липаритов или K_2O — в группе калиевых гранитов и липаритов.

Первая группа относится к щелочноземельному типу, вторая — к натровому, третья — к калиевому.

В связи с такими различиями химического состава этих пород различен до известной степени и их минералогический характер.

Минералы их следующие:

Главные минералы — кварц, K—Na-полевые шпаты, плагиоклазы. Из темноцветных минералов на первом месте стоит биотит, частично мусковит, реже присутствует роговая обманка и еще реже — пироксены.

Второстепенные минералы — циркон, апатит, титанит, турмалин, магнетит и др.

Вторичные минералы — каолинит, серицит, хлорит, карбонаты, кварц.

а) Глубинные породы

Главный представитель глубинных пород — гранит — характеризуется как полнокристаллическая крупно-, средне- или мелкозернистая порода, главными составными частями которой являются кварц, калинатровый полевой шпат и обычно кислые плагиоклазы, вплоть до альбита, из темноцветных минералов главным образом биотит.

Граниты обычно окрашены в светлые цвета, так как наиболее видную роль в составе их играют фельзические, светлоокрашенные минералы. Благодаря присутствию калиевого полевого шпата они часто окрашены в мясокрасный цвет различных оттенков, иногда же они белые, зеленовато-серые до серых и почти черных (редко).

Кварц обычно в виде неправильных зерен, дымчато-серых, белых или голубоватых; в шлифе кварц водянопрозрачен, богат включениями жидкостей и газов. Нередко при воздействии горообразующих сил приобретает волнистое угасание, которое может быть также и первичным.

Из щелочных полевых шпатов главную роль играют микроклин, реже ортоклаз. Кали-натровые полевые шпаты обычно представлены неправильными зернами, иногда также толстотаблитчатыми кристаллами, нередко сдвойникованными по карлсбадскому закону, плагиоклаз — обычно олигоклазом. Биотит образует пластинчатые черные кристаллы и листочки, в шлифе коричневые, иногда с зеленоватым или зеленым оттенком, резко плеохроичные; часто в большей или меньшей степени переходит в хлорит. В отдельных типах гранитов присутствуют такой же формы листочки мусковита, часто в параллельном срастании с биотитом.

Из амфиболов чаще всего присутствует обыкновенная зеленая или буроватая роговая обманка. В щелочных гранитах обычно встречаются различные типы зеленовато- и синевато-черных щелочных роговых обманок (рибекит и др.).

Пироксены в щелочноземельных гранитах представлены короткостолбчатыми или мелкими неправильными зернами авгита, диопсида или же ромбических пироксенов; в щелочных гранитах в ряде случаев видную роль играют длиннопризматические, зеленовато-черные, в шлифе зеленые и желтоватые эгирин и эгирин-авгит. В редких случаях присутствует оливин фаялитового типа.

Содержание магнезиально-железистых минералов обычно около 15%, иногда и меньше; в отдельных типах гранитов они отсутствуют совершенно.

Из второстепенных минералов присутствуют чаще всего циркон и апатит, часто в виде включений в биотите, реже присутствуют, главным образом в верхних частях гранитных массивов, минералы, связанные с действием летучих компонентов; на последней стадии кристаллизации гранитов появляется турмалин в виде длинных призматических кристалликов, в отдельных типах пегматитов — также и касситерит.

Турмалин образует в более крупнозернистых разновидностях гранитов иногда радиально-лучистые скопления — турмалиновые солнца.

В гранитах в контакте с глинистыми породами появляются минералы, обогащенные Al_2O_3, именно кордиерит, силлиманит, гранат («контаминированные» граниты).

Структура гранитов полнокристаллическая гипидиоморфнозернистая, равномернозернистая или порфировидная; последовательность кристаллизации минералов в них характерная для схемы Боуэна. Иногда наблюдаются отступления от правил Боуэна и Розенбуша; не только до калиевого полевого шпата, но и до плагиоклаза выделяется округло-дипирамидальный кварц, нередко кварц и полевые шпаты кристаллизуются одновременно с образованием пегматитовых структур.

В ряде случаев в гранитах наблюдаются также структуры замещения или метасоматоза, обусловленные проникновением в породы таких окислов, как SiO_2, K_2O, Na_2O; происходят процессы разъедания ранее образовавшихся минералов, от которых в некоторых случаях сохраняются только скелетные остатки; так, кали-натровые полевые шпаты замещаются альбитом, плагиоклазы — кали-натровым шпатом и т. д.

Процессами замещения в частности может быть объяснено происхождение в некоторых случаях также и порфировидной структуры гранитов.

В некоторых типах гранитов наблюдаются типичные реакционные структуры, т. е. такие, при которых сохраняются выделившиеся в определенной последовательности друг за другом оливин, пироксены, амфиболы и биотит как последний из этой серии минералов.

В случае воздействия горообразующих процессов происходят процессы дробления; в первую очередь дробится кварц, затем полевые шпаты, иногда слюда; получается катакластическая текстура.

На больших глубинах происходит более пластичное изменение горных пород с приобретением сланцеватой структуры, обусловленной пьезокристаллизацией, т. е. кристаллизацией во время воздействия одностороннего давления или же под влиянием позднейших горообразующих процессов.

Среди гранитов различаются две главные группы их, а именно: 1) граниты щелочноземельные или нормальные, наиболее широко распространенные; плагиоклаз в них — обычно олигоклаз, темноцветные минералы — биотит, реже обыкновенная роговая обманка, еще реже авгит, диопсид или ортопироксен, и 2) граниты натровые, часто называемые также щелочными, отличающиеся значительным содержанием щелочей с преобладанием Na_2O; плагиоклаз их часто представлен альбитом, темноцветные — лепидомеланом (обогащенный железом биотит), натровыми амфиболами и пироксенами, среди последних эгирин и эгирин-авгит. Иногда выделяются под названием щелочных гранитов граниты, обогащенные одновременно как Na_2O, так и K_2O, тесно связанные с нормальными гранитами, отличающиеся от них только малым содержанием CaO и MgO.

Среди нормальных гранитов наиболее широко распространены биотитовые граниты разной крупности зерна, то равномернозернистые, то порфировидные с кристаллами полевых шпатов, иногда до нескольких сантиметров в поперечнике. Био-

титовые граниты пользуются особенно широким распространением и обладают одинаковым составом и строением часто на протяжении десятков и более километров. Они развиты, по существу, повсюду, где имеются области развития докембрийских образований или достаточно глубоко вскрыты интрузии палеозойские, мезозойские, иногда (Альпы, Забайкалье) третичные. Широко развиты они на Кольском полуострове и в Карелии, на Украине, Кавказе, Урале. В больших массивах выступают биотитовые граниты среди интрузий различного возраста горных цепей Западной и Восточной Сибири, Дальнего Востока, Средней Азии и во всех районах развития гранитных интрузий других стран (Альпы, Карпаты, Анды и т. д.).

Значительно реже, чем биотитовые граниты, встречаются двуслюдяные граниты, содержащие как биотит, так и мусковит, и еще реже мусковитовые, типичные лейкограниты, в которых слюды представлены одним мусковитом.

Биотит-роговообманковые граниты играют сравнительно с биотитовыми второстепенную роль, хотя местами образуют самостоятельные иногда очень крупные массивы; к числу их относятся биотит-роговообманковые граниты, носящие название рапакиви, содержащие примесь пироксена и оливина; они занимают площади до 40 000 $км^2$ в Финляндии, развиты в Швеции, на Аландских островах, также в нескольких местах средней и северной части Украины. Известны близкие к ним породы также на Урале (Бердяушский массив) среди палеозоя. Характерно, что в них калиевый полевой шпат образует яйцевидные вкрапленники среди крупнозернистой основной массы и окружен оболочкой из зеленого олигоклаза. Рапакиви часто содержат плавиковый шпат, роговую обманку щелочного типа и сохранившийся оливин. Реже встречаются чисто роговообманковые граниты.

Авгитовые граниты развиты на горе Магнитной, на юге Украины, в ряде других мест; пироксеновые граниты Швеции, юга Украины и других мест содержат диаллаговый авгит или диопсид.

Гиперстено-биотитовые граниты характеризуются присутствием в них гиперстена и биотита, иногда одновременно с гранатом и кордиеритом; они обычно окрашены в почти черный цвет, среднезернистые, образуют крупные массивы в западной части Украины; граниты того же состава, развитые в Индии, Норвегии и других местах, называются чарнокитами. По всем признакам эти граниты представляют собой гибридные образования, которые получились в связи с растворением первичной гранитной магмой значительных количеств осадочных пород; пользуются широким распространением на Украине по р. Бугу и др.

Аляскиты — граниты, состоящие только из полевых шпатов и кварца с примесью мусковита.

Щелочные граниты несравненно меньше распространены, чем нормальные граниты. В зависимости от их состава среди них различают граниты эгириновые, рибекитовые, арфведсонитовые и т. д., имеются переходы к биотитовым гранитам. Образуют огромные массивы в центральной части Кольского полуострова, встречаются в Южной части Украины, в Гренландии, США (Массачузетс, Колорадо и другие штаты) и в ряде других стран. Обычно они тесно связаны с другими разнообразными обогащенными натрием породами.

Гранит и породы, входящие в состав его группы, характеризуются высоким содержанием SiO_2 (чаще всего 65—75%), большим содержанием щелочей и малым содержанием окислов железа и магния. Минералогический состав их (в вес. %) дан в табл. 25 (по Б. Куплетскому).

Таблица 25

Минералы	Гранодиорит	Щелочный гранит	Средний состав собственно гранита (без гранодиоритов из 368)	Средний мировой гранит* (из 652)	Средний мировой гранит (по Белянкину, 1919 г.)
Кварц	27,20	29,94	31,97	28,85	29,8
К-полевой шпат	13,18	36,33	31,68	23,64	22,5
Плагиоклаз	45,42	15,00	26,09	34,50	38,9
(N-плагиоклаза)	(25—50)	(0—20)	(22)	(26)	(23)
Слюды	9,97	9,14	7,01	8,32	8,4
Пироксены и амфиболы	2,73	5,75	1,17	2,72	—
Магнетит	0,90	1,09	0,54	0,70	—
Апатит и титанит			0,21	0,20	0,4
Прочие	0,60	2,75	1,33	1,08	1,0

Граниты чаще всего образуют крупные массивы типа батолитов и крупных штоков крайне разнообразных размеров. Отдельные массивы занимают площади 40 000 *км*² и более. Иногда форма залегания гранитов приближается к лакколитам. Образуют также дайки разной мощности и жилы, тянущиеся иногда на расстоянии ряда километров.

Характерно то, что состав гранитов, как и структура, нередко почти не изменяется на протяжении большей части их развития.

В краевых областях гранитных массивов, штоков, жил и других форм их залегания присутствуют шлиры, т. е. сравнительно незначительные участки, обогащенные темноцветными минералами. Образование шлиров чаще всего связано с захватом и растворением при интрузии гранитной магмы обломков осадочных и других пород. Иногда в гранитах наблюдаются светлоокрашенные шлирообразные выделения аплитов и пегматитов.

Отдельность гранитов — обычно параллелепипедальная, нередко также неправильная. При разрушении трещиноватых гранитов иногда образуются развалы или моря скал, с нагромождением отдельных глыб то неправильной формы, то со следами параллелепипедальной отдельности. Получаются также характерные формы рельефа: при массивной структуре и параллелепипедальной отдельности — более или менее сглаженные формы, при сгнейсованности — остроконечные гребни.

Возраст гранитов крайне разнообразен: от докембрийского, к которому относится, по существу, большинство гранитов, до мезозойского, иногда также третичного.

После своего образования граниты подвергаются действию агентов частью глубинного, эндогенного характера, частью экзогенного, поверхностного.

Эндогенные изменения гранитов обусловлены частью автометаморфизмом, т. е. воздействием на остывшие массы гранитов летучих компонентов, частью и жидких, поступающих из гранитных же магм того же бассейна. К ним относится постмагматическое разрушение полевых шпатов горячими растворами и летучими компонентами с постепенным преобразованием полевого шпата и слюды, с образованием кварцево-слюдяной породы — грейзена, в которой могут присутствовать накопления рудных минералов, как, например, вольфрамита, касситерита, золота и др.

Под влиянием тех же агентов, а частью и поверхностных, в более высоких частях земной коры полевые шпаты преобразуются в серицит (серицитизация гранитов), в каолинит (каолинизация). В некоторых случаях одновременно с каолинизацией происходит выделение опала (пеликанитизация).

При горообразующих процессах граниты легко поддаются дроблению (катаклазу) со всеми его стадиями, без изменения минералогического состава, с сохранением часто также и более крупных остатков зерен дробящихся минералов, вплоть до образования мелкодробленной породы — милонита, в котором уже трудно определять первичные составные части гранита. При особенно тонком дроблении получаются ультрамилониты.

Главная масса пород гранитных массивов характеризуется гипидиоморфно-зернистой структурой.

Нередко наблюдаются явления разъедания остаточными расплавами, замещающими одни минералы другими.

Там, где накапливаются продукты кристаллизации остаточной магмы, появляются аплитовые (панидиоморфные) структуры в аплитах, пегматитовые — в пегматитах.

В связи с передвижением магмы во время ее интрузии и под влиянием горообразующих процессов образуются также флюидальные текстуры.

Граниты имеют крупное практическое значение, так как в тесной связи с ними происходит накопление ряда важнейших для народного хозяйства элементов и их соединений; они накапливаются частью в самих гранитах, в большинстве случаев выносятся иногда далеко за их пределы. С гранитами генетически тесно связаны руды: Fe, Au, Pb, Zn, Ag, Mo, Sn, W, Be, Hg, Sb, Nb, Ta, редкие земли и ряд других элементов. Местами накапливаются крупные массы магнетита.

Перенос совершается частью в виде пневматолитов, т. е. в газовой фазе (например, Sn, Mo, W, Be и др.), частью в гидротермах, с образованием рудных жил (например, Pb, Zn, Ag, частью Cu и Au, в более высоких горизонтах — Hg, Sb).

Гидротермальные месторождения носят иногда также характер метасоматических. Одновременно идет накопление во вмещающих породах также и нерудных минералов, как, например, плавикового шпата (Таджикистан, Казахстан, Забайкалье), барита (Закавказье).

К пегматитам приурочены ценные месторождения слюд (мусковит Мамского и других районов Восточной и Западной Сибири), полевого шпата (Карелия, Урал, Украина).

При выщелачивании гранитов гидротермами образуются вторичные кварциты, обогащающиеся андалузитом, корундом и другими богатыми глиноземом минералами, имеющими большое значение как высокоогнеупорное сырье (Казахстан).

Сам гранит служит прекрасным строительным и облицовочным камнем благодаря однородности, параллелепипедальной отдельности, значительной сопротивляемости давлению (в среднем 1500, в крупнозернистых до 800, в мелкозернистых до 2000 *кг/см*² и более). Пористость и изнашиваемость невелики.

Применяется широко при закладке фундаментов, при устройстве железнодорожных сооружений, мостов, для изготовления монументов, облицовок.

В тесной связи с гранитами стоят гранодиориты, отличающиеся меньшим содержанием калиевого полевого шпата, чем граниты. Граница между гранитами и гранодиоритами точно не установлена. В ряде случаев к гранодиоритам относят граниты, полевошпатовое

вещество которых менее чем на 30% состоит из калиевого полевого шпата. Иногда между гранитами и гранодиоритами выделяют а д а м е л л и т ы, занимающие промежуточное место.

На основании обработки 1700 модальных составов гранитоидов Куплетский предлагает делить гранитоиды п о с о д е р ж а н и ю к а л и е в о г о п о л е в о г о ш п а т а в п о л е в о ш п а т о в о м в е щ е с т в е следующим образом: калиевого полевого шпата 0—10% — диориты, тоналиты, плагиоклазовые граниты, трондьемиты; 10—30% — гранодиориты; 30—60% — монцониты, адамеллиты, граниты; 60—80% — сиениты, граниты; 80—100% — сиениты, щелочные и аляскитовые граниты.

К гранодиоритам относят также плагиограниты (трондьемиты), состоящие из плагиоклаза (олигоклаз до андезина), кварца и небольшого количества слюды. Ортоклаз, если и присутствует, то в незначительных количествах; очень сходные с гранитами по внешнему виду, эти породы характеризуются отсутствием калиевого полевого шпата.

В тесной связи с гранитами находятся м и к р о г р а н и т ы (табл. XIV, фиг. 2). Судя по минералогическому составу, структуре, условиям залегания, они интрузивны; образуют обычно жилы и дайки в акмолитовых частях гранитных массивов и вмещающих их породах.

Структура микрогранитов мелкозернистая или микропегматитовая (гранофировая), гипидиоморфнозернистая, равномернозернистая, нередко также порфировая; судя по структуре и по геологическому положению, они занимают промежуточное место между гранитами и липаритами (риолитами).

Среди микрогранитов имеются представители как нормальных гранитов, так и щелочных разностей их и, наконец, гранодиоритов с адамеллитами.

Все переходы от гранитов до типичных микрогранитов пользуются широким распространением на Урале, Алтае, в Забайкалье, на Украине и в других районах развития гранитов.

б) **И з л и в ш и е с я п о р о д ы** (табл. IX, фиг. 2; табл. XIV, фиг. 1)

Л и п а р и т ы и к в а р ц е в ы е п о р ф и р ы представляют собой излившиеся аналоги гранитов. Мало измененные или неизмененные разности названы риолитами (часто резко выражена флюидальная структура) и липаритами (встречены на Липарских островах).

Обычно они обладают третичным и послетретичным возрастом; иногда их можно встретить среди пород и более древних, например среди палеозойских.

К кварцевым порфирам относят сильно измененные обычно дотретичные разновидности тех же липаритов (риолитов).

Щелочные (натровые) кварцевые порфиры выделяют под названием к в а р ц е в ы х к е р а т о ф и р о в, щелочные липариты называются к о м е н д и т а м и.

Минералогический состав липаритов и кварцевых кератофиров в общем тот же, как и гранитов.

Кварц образует обычно изометричные зерна, часто дипирамидальные, разъеденные, нередко также скелетные, иногда тонкоскелетные. В основной массе он частью входит в состав гранофировых прорастаний полевого шпата, который участвует в образовании сферолитов и входит в состав фельзитовой основной массы.

Калиевый полевой шпат в кварцевых порфирах и кератофирах такой же, как и в гранитах. Вкрапленники его часто хорошо огранены. В липаритах он представлен санидином с такими же очерта-

ниями, как и калиевый полевой шпат кварцевых порфиров, обычно стекловидный. Иногда присутствует анортоклаз.

Плагиоклаз представлен олигоклазом и андезином, в щелочных разностях — первичным альбитом (в кератофирах), иногда он может быть и вторичным. Количество темноцветных минералов крайне невелико, так как липариты образуются за счет верхних частей магматического бассейна, где видную роль играют кислые остаточные магмы. Иногда присутствует биотит, часто с опацитовой оболочкой, реже — роговая обманка и пироксены, в небольшом количестве иногда кордиерит, турмалин.

Основная масса обычно плотная до стекловатой, иногда тонкозернистая; редко она полнокристаллическая, иногда гранофировая, часто гемигиалиновая или гиалиновая; нередко она сферолитовая в кварцевых порфирах и кератофирах, часто фельзитовая; последняя структура вторичная, получающаяся в результате рекристаллизации первичного стекла.

В невадитах (неовулканических) и кристаллпорфирах (палеовулканических) вкрапленники преобладают над основной массой; имеются и чисто стекловатые породы — обсидианы (вулканические стекла со стеклянным блеском) и пехштейны (то же, с жирным блеском), перлиты (с тонкими перлитовыми трещинками), пемза (тонкопористое белое вулканическое стекло, способное плавать в воде).

Калиевые липариты, с вкрапленниками санидина, почти всегда содержат пироксен, близкий к диопсиду, иногда очень темноокрашенный биотит. Часто присутствует высокотемпературный сильно корродированный или же скелетный кварц. Развиты в частности в Восточном Забайкалье, на Колыме, на Камчатке, в Крыму, в США (Иеллоустонский парк и др.).

Довольно широко распространены кварцевые порфиры с мутными шпатами: ортоклазом и олигоклазом. Основная масса иногда стекловатая (пехштейновые кварцевые порфиры), чаще фельзитовая (микрофельзитовая) или каменистая, плотная, с переходами к микрогранитам.

Липариты и кварцевые порфиры сопровождаются иногда черными, темносерыми, красноватыми обсидианами, с раковистым изломом, состоящими из стекла и разнообразных кристаллитов. В Иеллоустонском парке (США) они образуют поток до 30 *м* мощности; у нас в Союзе встречаются около г. Еревана.

Пехштейн (смоляной камень) отличается от обсидиана зеленой или коричневой до черной окраской, резко выраженным жирным блеском. В отличие от обсидиана, совершенно лишенного кристаллов, в пехштейне часто присутствуют, кроме кристаллитов, нередко отдельные вкрапленники кварца, полевых шпатов, слюды, авгита.

Знамениты пехштейны Аррана в Шотландии и Эйг на Гебридских островах. Они образуют как потоки, так и силли и дайки (Арран).

Обсидианы содержат около 1% воды; пехштейны — до 10%. Джогансен предлагает называть стекловатые породы, содержащие больше 4% воды, пехштейнами, менее 4% — обсидианами.

В натровых липаритах (пантеллеритах) вместо санидина присутствует альбит или анортоклаз; они образуют потоки на о. Пантеллерия около Сицилии.

Некоторые липариты на Северном Кавказе (горы Бештау, Лысая и др.) представлены бештаунитами, близкими к пантеллеритам; они образуют здесь лакколиты и дайковидные интрузии.

Сильно измененные, наподобие кварцевых порфиров, натровые липариты носят название кварцевых кератофиров (гора Магнитная, ряд мест на Урале, Алтае, Центральном Кавказе).

В кварцевых порфирах иногда наблюдается параллелепипедальная отдельность (мощные потоки кварцевых порфиров в Тироле), редко — шаровая отдельность.

Липариты и кварцевые порфиры образуют лавовые потоки, иногда силли и дайки, лакколиты.

Липариты и кварцевые порфиры сопровождаются рыхлыми продуктами извержения, пеплом, лапилли, вулканическими бомбами; в случае их цементации они превращаются в вулканические туфы; рыхлые продукты извержений пирокластического состава встречаются на Кавказе (район р. Баксана и др.).

Кварцевые порфиры, как и кератофиры, могут служить строительным материалом. Применяются иногда как облицовочный камень.

Сопротивление давлению достигает 1500—2000, иногда до 3000 *кг/см*^{2}.

Липаритовые и кварц-порфировые туфы применяются в шлифовальном и полировальном деле, в писчебумажной промышленности, так же как легкий строительный материал. Каолинизированные кварцевые порфиры являются источником высококачественного каолина (Мейссен в Саксонии). Крупное промышленное значение имеет также липаритовая пемза как абразивный, а в смеси с цементом — крепкий и легкий строительный материал.

5. ГРУППА СИЕНИТА И ТРАХИТА

Породы группы сиенита и трахита отличаются от группы гранита и липарита прежде всего меньшим содержанием кремнекислоты, при несколько большем — щелочей; количество кварца уменьшается до минимума или же он отсутствует совершенно. Ортоклаз присутствует в сиенитах и ортофирах, санидин — в трахитах; характерно, что из темноцветных минералов, в отличие от гранитов, главную роль играет роговая обманка.

Как и среди гранитов, имеются две основных группы сиенитов и трахитов: нормальные или щелочноземельные (кали-натровые) и щелочные (натровые).

Минералогический состав следующий:

Главные минералы — калиевый полевой шпат (ортоклаз, микроклин, санидин), роговая обманка, реже биотит или пироксены, иногда анортоклаз.

Второстепенные — кварц, титанит, циркон, магнетит, редко оливин.

Вторичные (дейтерогенные) — серицит, каолинит, хлорит, уралит.

а) Глубинные породы

К сиенитам относятся глубинные породы среднего состава, богатые щелочами, главным образом K_2O; они кристаллически-зернистые, массивные, иногда флюидальные, равномернозернистые или порфировидные; главными составными частями являются калиевый полевой шпат и какой-либо темноцветный минерал, чаще всего роговая обманка.

Калиевый полевой шпат представлен микроклином или ортоклазом в виде неправильных, иногда таблитчатых по (010) кристаллов; иногда встречается анортоклаз.

Из плагиоклазов чаще всего присутствуют в небольших количествах олигоклаз и андезин, в щелочных разностях также альбит.

Темноцветные минералы представлены призматическими кристаллами черной обыкновенной роговой обманки, в щелочных породах —

щелочными амфиболами с характерным плеохроизмом, пироксенами — диопсидом или ортопироксенами, в щелочных — часто эгирином и эгирин-авгитом; иногда присутствует биотит.

В некоторых разновидностях присутствует оливин, обычно совместно с пироксенами, амфиболом и биотитом в реакционных отношениях друг с другом. В щелочных сиенитах присутствуют иногда в незначительных количествах нефелин и содалит, играющие всегда второстепенную роль.

Структура сиенитов гипидиоморфнозернистая; наблюдается склонность к порфировидной структуре и к флюидальной текстуре.

Особенно широко распространены роговообманковые сиениты, часто крупнозернистые, окрашенные в мясокрасные различных оттенков цвета до серого.

На горе Высокой (Урал) роговообманковые сиениты с примесью авгита связаны переходами с сиенит-диоритами и кварцевыми диоритами.

Пироксеновые сиениты представлены различными типами. В сиенитах типа Греба пироксен представлен диопсидом. Сиениты северной части Украины — диаллаговые — состоят из пертитового ортоклаза, среднего плагиоклаза, диаллагового авгита и гиперстена, иногда роговой обманки и оливина; они связаны постепенными переходами через габбро-сиениты с типичным габбро и оливиновыми габбро. Состав сиенитов (в вес. %) дан в табл. 26 (по Б. Куплетскому).

Таблица 26

Минералы	Кварцевые сиениты		Сиениты	
	I тип (среднее из 10)	II тип (среднее из 13)	I тип (среднее из 6)	II тип (среднее из 45)
Кварц	8,80	10,97	1,09	1,05
К-полевой шпат	53,42	75,35	58,50	70,20
Плагиоклаз	21,68	2,20	22,85	5,50
(N-плагиоклаза)	(25—40)	(5—10)	(20—40)	(10—30)
Слюды и хлорит	0,78	1,76	—	4,05
Пироксены и амфиболы	11,09	7,60	13,55	13,48
Магнетит и руда	2,13	1,11	1,57	2,47
Апатит, титанит и пр.	2,10	1,01	2,44	3,23

К пироксеновым сиенитам относится группа своеобразных пород, носящих название монцонитов по месту нахождения их около Монцони в Тироле.

Для монцонитов характерно: 1) почти одинаковое относительное содержание ортоклаза и плагиоклаза (плагиоклаза от $^{1}/_{3}$ до $^{2}/_{3}$ всего содержания полевого шпата в породе); 2) сравнительно основной характер плагиоклаза, близкого к андезину; 3) резко выраженный идиоморфизм плагиоклаза по отношению к калиевому полевому шпату, что характерно для так называемой монцонитовой структуры. Темноцветная составная часть — обычно авгит. Среди монцонитов имеются как особенно кислые, обогащенные кварцем (кварцевые монцониты), близкие к адамеллитам, так и более основные типы, обогащенные авгитом, иногда с оливином. Для монцонитов характерно почти одинаковое относительное содержание CaO и щелочей.

Соотношения в группе пород, переходных от сиенитов к диоритам, представлены на рис. 111.

Монцониты образуют отдельные массивы, обычно связанные с гранитами. Кроме Тироля, они образуют крупные массивы в Монтане (США), встречаются на о. Сахалине; к ним относится часть сиенитов, связанных с габбровыми и габбро-сиенитовыми породами Волыни (УССР), в Армении (Пирдоудан) и др.

Натровые сиениты характеризуются тем, что их плагиоклаз представлен альбитом или альбит-олигоклазом; калиевый полевой шпат отличается резко выраженной пертитовой и криптопертитовой структурой. Главную роль в них из темноцветных минералов играют щелочные амфиболы и пироксены (рибекит, арфведсонит, эгирин, эгирин-авгит). В пересыщенных кремнекислотой типах присутствуют небольшие количества кварца, в недосыщенных ею — небольшие количества нефелина и других фельдшпатоидов, анальцима.

Обычно они тесно связаны с натровыми гранитами, сателлитами которых они обычно бывают.

Терминология щелочных сиенитов нерациональна. Кварцевые натровые сиениты называются **нордмаркитами** (Нордмарк в Норвегии); образуют иногда самостоятельные лакколиты (Шотландия); в окрестностях Осло в Норвегии они содержат эгирин.

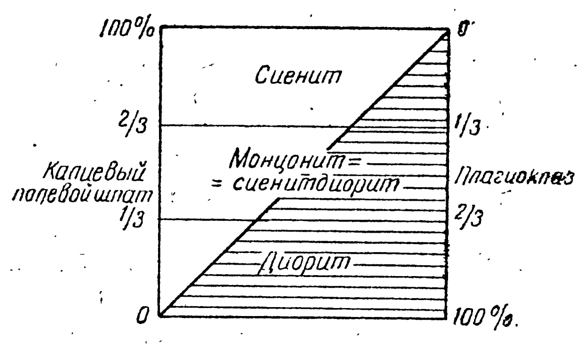


Рис. 111. Схема сиенит-диорит.

К бескварцевым натровым сиенитам принадлежит **лаурвикит** Норвегии; эта порода окрашена в светлый сероватый цвет с красивым голубым отливом полевого шпата; темноцветные минералы — баркевикит, титан-авгит; среди второстепенных минералов — нефелин, иногда также оливин, часто апатит. Своеобразный минералогический состав лаурвикитов указывает на их одновременную ненасыщенность как магнезиально-жилистых окислов (оливин), так и щелочей (нефелин).

К **умптекитам** относятся натровые сиениты, темноцветная составная часть которых представлена щелочным амфиболом (Умптек на Кольском полуострове).

Сиенитовые контакты характеризуются в некоторых случаях более или менее мощным развитием рудных, главным образом магнетитовых накоплений, приуроченных либо к самим изверженным породам, либо к породам вмещающим (горы Высокая, Благодать и другие на Урале).

Залегание сиенитов аналогично гранитам; они, однако, не образуют таких крупных массивов, как граниты; обычно играют подчиненную, сателлитовую, роль по отношению к гранитам, с которыми тесно связаны переходами.

Переходные типы между среднезернистыми сиенитами и тонкозернистыми разностями трахитов представлены **микросиенитами** и **микромонцонитами**. Они разделяются на те же типы — натро-калиевые и натровые, как и микрограниты; обладают тем же

составом, как и сиениты и монцониты; структура их мелкозернистая, равномернозернистая или порфировая (**микросиенит-порфиры** и **микромонцонит-порфиры**). Основная масса гипидиоморфнозернистая, редко микропегматитовая или гранофировая в связи с малым содержанием кварца.

б) Излившиеся породы

Трахиты и ортофиры (**кератофиры**) представляют собой излившиеся аналоги сиенитов; обладают в общем близким к ним составом, резко отличаясь структурой, большей частью порфировой, с тонкозернистой плотной до стекловатой основной массой.

Трахиты — плотные до тонкозернистых породы, часто шероховатые наощупь, окрашенные в серые и красноватые цвета, иногда кирпично-красные, часто с ясно видимыми вкрапленниками стекловидного санидина; иногда присутствуют кристаллики роговой обманки и биотита.

Ортофиры и кератофиры — плотные до тонкозернистых порфировые породы, сильно измененные, с мутными полевыми шпатами, обычно массивные.

Для трахитов характерно, что калиевый и кали-натровый полевой шпат представлен в них, как и в липаритах, стекловидно-прозрачным санидином, часто в виде карлсбадских двойников и неправильных зерен; все остальные минералы в трахитах также мало изменены.

В ортофирах и кератофирах, отличающихся от кварцевых порфиров и кварцевых кератофиров лишь отсутствием кварца, минералы в значительной степени разрушены — каолинизированы, серицитизированы, хлоритизированы.

Для трахитов характерна резко выраженная **трахитовая** структура: микролиты (санидина) обтекают потоками вкрапленники.

Натровые трахиты, в большей или меньшей степени измененные, носят название кератофиров. Они особенно часты в девоне Англии, в ряде мест СССР — на Урале, Кавказе и др. Характерно, что в них плагиоклаз представлен альбитом. Часть кератофиров непосредственного отношения к щелочным натровым породам не имеет, но носит характер пород альбитизированных.

Трахиты образуют потоки и покровы, иногда также купола благодаря большой вязкости сиенитовой магмы в связи с потерей при излиянии летучих компонентов. Иногда образуют также пластовые залежи и дайки, аналогично кератофирам.

Трахиты пользуются незначительным распространением, уступая место липаритам, особенно андезитам; приурочены они к районам развития вулканических пород. Таковы области незначительного развития их на Кавказе (окрестности Минеральных Вод), в Закавказье.

В районе Приазовья значительным развитием пользуются кирпично-красные тонкозернистые порфировые **палеотрахиты**, состоящие почти исключительно из калиевого полевого шпата, с характерной трахитовой структурой, образующие довольно мощные и многочисленные дайки, частью и небольшие массивы.

В районе Пятигорска развиты лакколитообразные формы залегания горных пород, относимых к натровым трахитам. Ими образованы горы Бештау, Бык, Золотой Курган, Змейка и др. Окрашены они обычно в сероватый цвет. Полевой шпат их представлен анортоклазом и санидином, присутствуют диопсид, роговая обманка и биотит. Среди них имеются типы, переходные к натровым липаритам и содержащие до 70—75% кремнекислоты, с другой стороны, типичные трахиты со средним содержанием ее 65%. Аналогичные породы развиты в районе горы Хара Кор в Центральном Кавказе.

Кератофиры и трахиты иногда сопровождаются рыхлыми продуктами извержения, с течением времени превращающимися в **вулканические туфы** трахитового состава.

Трахиты часто применяются в строительном деле, хотя сопротивление давлению в них обычно слабое 700—600 *кг/см*^{2}, в связи с характерной для них пористой структурой. В последнее время натровые трахиты Минераловодского района применяются как ценный кислотоупорный материал в строительстве кислотоупорных башен. Интересно также присутствие датолита главным образом в контактах натровых трахитов с вмещающими породами (окрестности Минеральных Вод).

6. ГРУППА НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ И ФОНОЛИТОВ

(таблицы: XVII, фиг. 1; XVIII, фиг. 1 и 2; XIX, фиг. 1 и 2)

Группа нефелиновых сиенитов и фонолитов тесно связана с натровыми сиенитами. От сиенитов они отличаются тем, что содержат слишком мало SiO_2 и много щелочей, чтобы могли образоваться кварц и полностью насыщенные кремнекислотой альбит (в случае избытка Na_2O) или ортоклаз (в случае избытка K_2O); поэтому вместо части полевых шпатов в них присутствуют их заместители или фельдшпатоиды: нефелин, канкринит, содалит, нозеан, гаюин, лейцит, анальцим.

При избытке щелочей присутствует мало CaO, что характерно для данной группы пород, преобладают окислы железа над MgO, в отличие от базитов и ультрабазитов.

1. **Главные минералы** пород этой группы: альбит, калиевый полевой шпат, в значительной степени пертитовый, анортоклаз, нефелин, натровые амфиболы и пироксены, лепидомелан, эвдиалит, канкринит, содалит, титанит, апатит, в некоторых разностях — лейцит.

2. **Второстепенные минералы**: нозеан, гаюин, меланит, циркон, астрофиллит, перовскит и ряд других минералов, частью титано-циркон-силикатов, содержащих редкие элементы и земли, магнетит, пирит, ильменит.

3. **Вторичные**: серицит, каолинит, хлорит, цеолиты, либенерит и др.

а) Глубинные породы

Главный представитель глубинных пород данной группы — **нефелиновый сиенит**, дающий большое число разновидностей и типов пород, тесно связанных с ним переходами. Эти типы отличаются друг от друга заменой нефелина в большей или меньшей степени канкринитом, содалитом и другими минералами. Характерен для глубинных пород данной группы крайне непостоянный минералогический и химический состав их, одновременно также резкие смены, иногда на незначительном протяжении, структур и текстур. Характерной особенностью химического состава является очень малое содержание CaO и MgO, значительное — щелочей с преобладанием Na_2O над K_2O.

Калиевый полевой шпат представлен обычно ортоклазом и микроклином, всегда с резко выраженной пертитовой до крипто-пертитовой структурой. Иногда присутствует анортоклаз.

Плагиоклаз обычно белый таблитчатый (альбит), образующий иногда также и неправильные зерна.

Нефелин, количество которого иногда значительно, представлен обычно неправильными, в общем изометричными зернами, нередко также хорошо образованными кристаллами, ограниченными плоско-

стями (0001) и (1010); окрашен в серый, буроватый, красноватый и иные цвета.

Канкринит, часто канареечно-желтый, медово-желтый, представлен обычно неправильными зернами, замещающими иногда по краям нефелин. Нередки неправильные зерна синего содалита, образующего иногда прожилки в нефелиновом сиените.

Биотит представлен черным лепидомеланом, в шлифе с резко выраженным плеохроизмом.

Амфиболы разнообразные, щелочные.

Пироксены обычно натровые (эгирин и эгирин-авгит), часто в виде тонких длинных, иногда игольчатых черных и зеленовато-черных кристаллов. Реже встречаются ортопироксены.

Нередко присутствуют: гранат (меланит и др.), в некоторых типах нефелиновых сиенитов — кроваво-красный эвдиалит, неправильными изометричными зернами, в шлифе бесцветный до желтоватого. В нефелиновых сиенитах в некоторых районах важную роль играют различные минералы примесей; иногда присутствует анальцим. Большого распространения достигает иногда апатит.

Структура и текстура крайне разнообразны, как и последовательность кристаллизации.

Среди нефелиновых сиенитов в связи с крайним разнообразием их химического и минералогического состава насчитывается значительное количество различных типов их, из которых каждый получил свое название. Число этих нерациональных названий очень велико.

Один из наиболее характерных типов нефелиновых сиенитов — фойяит, наиболее распространенный; он состоит из почти равных количеств калиевого полевого шпата и нефелина; темноцветные минералы представлены либо амфиболами, либо пироксенами или лепидомеланом.

Фойяиты пользуются значительным распространением на Украине, на Кольском полуострове, в верховьях Зеравшана, на Ботоголе, в Саянских горах, частью одновременно с содалитовыми и канкринитовыми сиенитами и в ряде других мест развития ненасыщенных пород.

Миаскитом называется лепидомелановый нефелиновый сиенит Вишневых и Ильменских гор на Урале, характеризующийся присутствием также канкринита и содалита и резко выраженной гнейсовидной структурой.

Крупнозернистые эгириновые нефелиновые сиениты, светлосерые, с пегматитовой структурой, с идиоморфным нефелином, развиты в районе Хибин и названы хибинитами, их трахитоидная разность — трахитоидным хибинитом. Иногда в них присутствуют зерна красного эвдалита. Последнего особенно много в слоистых меланократовых нефелиновых сиенитах Луяврурта — луявритах.

Рисчорриты — лепидомелановые массивные или полосатые нефелиновые сиениты Хибин с пегматитовым прорастанием полевого шпата нефелином.

Мариуполит и близкий к нему по составу канадит характеризуются почти полным или полным отсутствием калиевого полевого шпата и состоят из альбита, нефелина и различных темноцветных минералов (мариуполит роговообманковый, эгириновый, лепидомелановый и т. д. Структура этих пород крайне разнообразна, то крупно-, то мелкозернистая, иногда крупнопегматитовая, массивная до флюидальной, иногда трахитоидная. Имеются разновидности от меланократовых до лейкократовых.

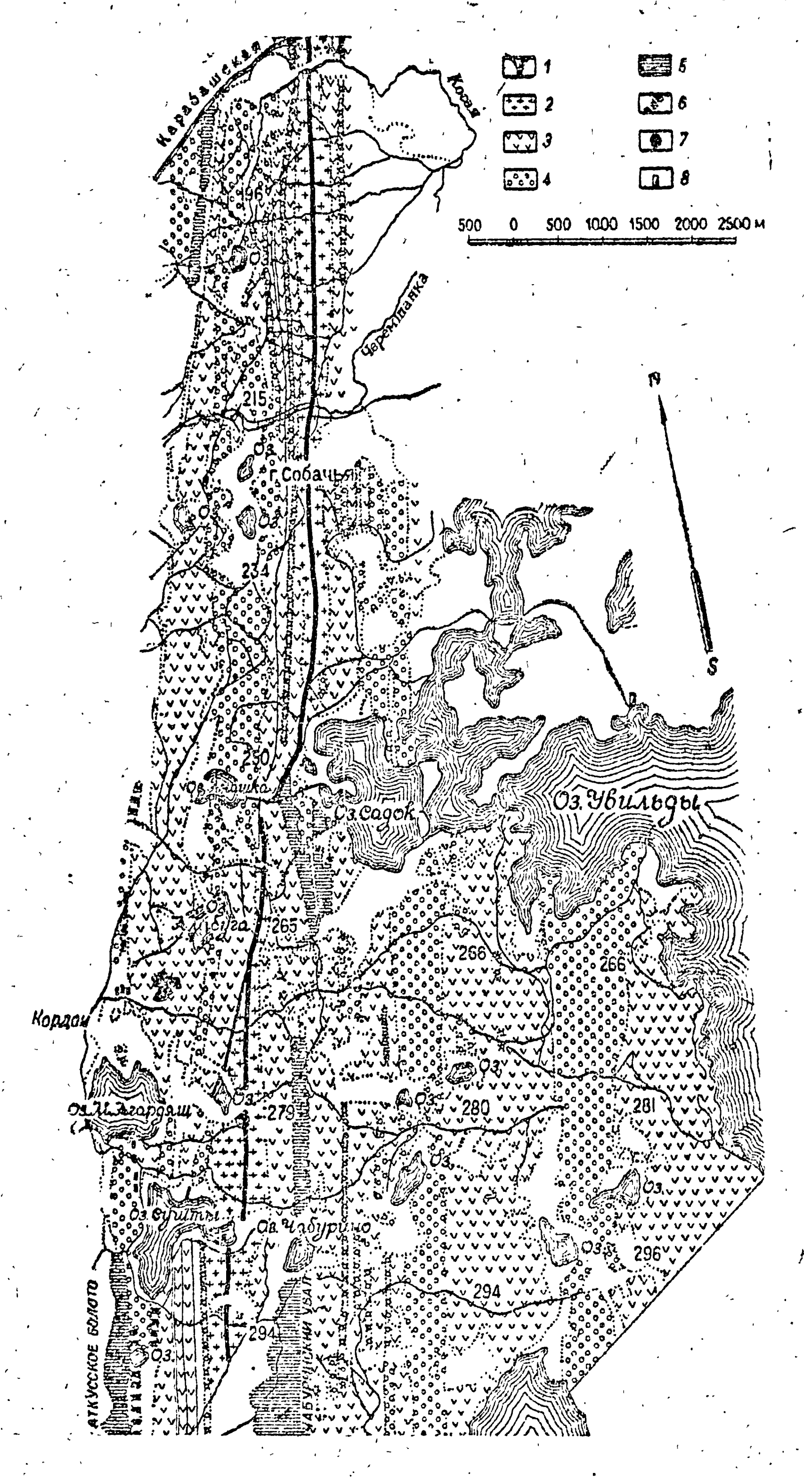


Рис. 112. Жилообразное залегание нефелиновых сиенитов Ю. Урала.
1 — миаскит; 2 — щелочные сиениты; 3 — гранито-гнейсы; 4 — амфиболиты и змеевики; 5 — кварциты, слюдяно-гранатовые-гнейсы; 6 — мраморы; 7 — копь магнетита (Обуховский рудник); 8 — месторождения лимонита.

Характерно значительное преобладание Na_2O над K_2O (до 12 : 1 — 15 : 1). Мариуполиты развиты совместно с различными другими нефелиновыми сиенитами — фойяитами и содалитовыми сиенитами — в окрестностях Мариуполя.

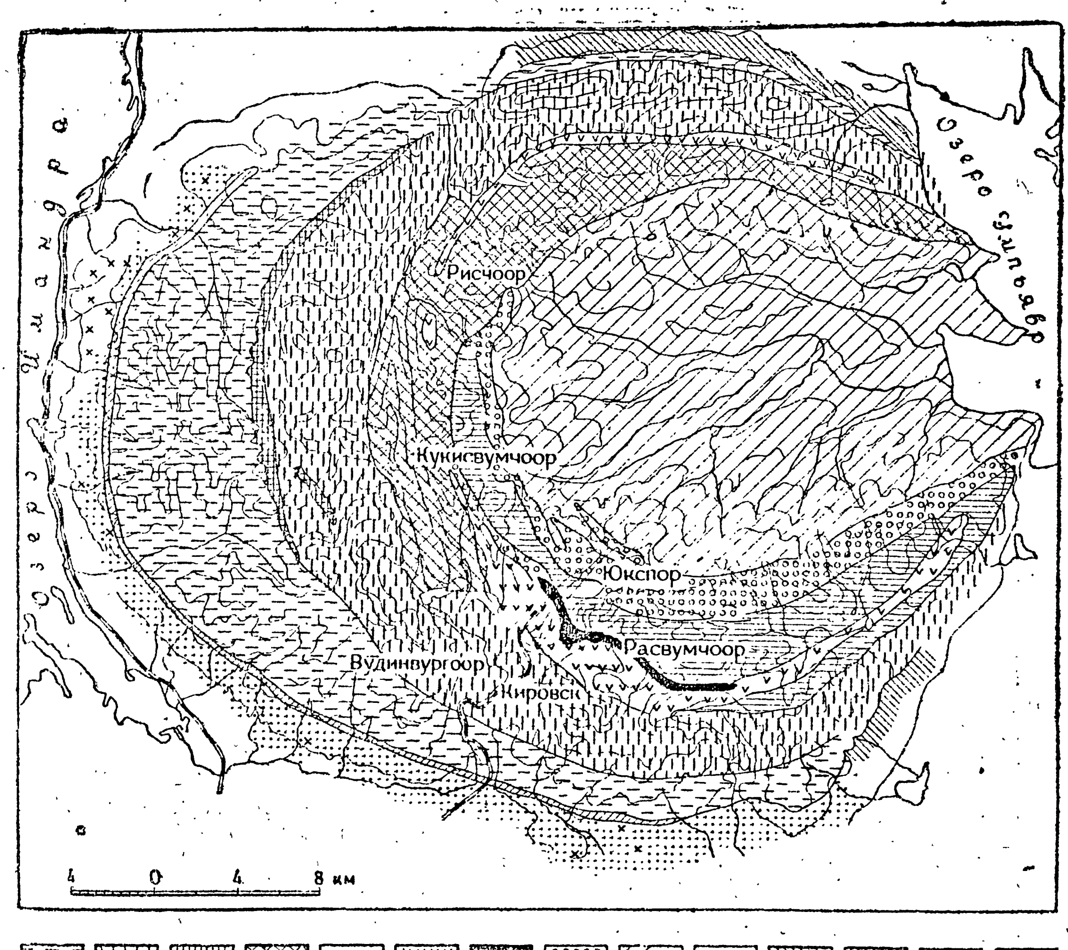


Рис. 113. Нефелин-сиенитовый массив Хибин.

1 — хибиниты; 2 — трахитоидные хибиниты; 3 — нефелиновые порфиры и жильные породы; 4 — пойкилитовые нефелиновые сиениты; 5 — эгирин-нефелиновые сиениты; 6 — ийолиты и уртиты; 7 — апатит-нефелиновые породы; 8 — слюдяные и роговообманковые нефелиновые сиениты; 9 — фойяиты; 10 — луявриты; 11 — архейские гнейсы; 12 — роговики, протерозойские осадочные породы; 13 — зеленые породы имандро-варзугской свиты; 14 — имандриты и габбро-диабазы.

Характерной особенностью химического состава нефелиносиенитовых пород является высокая щелочность их при малом содержании кремнекислоты, также обычное преобладание Na_2O над K_2O, малое содержание CaO и MgO, преобладание FeO и Fe_2O_3 над MgO, большое содержание Al_2O_3.

Нефелиновые сиениты образуют массивы, штоки, жилы, иногда лакколиты и другие формы глубинного залегания. В районе Урала

(Вишневые горы, Ильменские горы), нефелиносиенитовые породы (1) образуют в общем вытянутую в меридиальном направлении жилообразную массу, совпадающую с общим простиранием уральских пород, вмещающих нефелиносиенитовый комплекс пород (рис. 112).

Совершенно иной характер носит форма залегания нефелиносиенитовых и родственных им пород на Кольском полуострове; здесь различные типы этих пород располагаются концентрическими сменяющимися друг другом слоеобразными массами: в центре преобладают эгириново-нефелиновые сиениты с отдельными участками роговообманково-слюдяных нефелиновых сиенитов, ближе к краю развиты хибиниты, частью трахитоидные, еще далее узкой каймой располагаются умптекиты (рис. 113).

Отдельные массивы нефелиновых сиенитов характеризуются не вполне одинаковым характером парагенеза горных пород и минералов. Так, в нефелиносиенитовых породах Кольского полуострова присутствует эвдиалит, широко развит содалит и широко распространены титанаты.

Нефелиновые сиениты и их разновидности широко распространены в отдельных, сравнительно небольших, участках, образуя в каждом из них целый комплекс пород разнообразного состава и структуры, начинающийся обычно от натровых гранитов.

В СССР, кроме Урала, Кольского полуострова, Украины, они встречены в ряде мест Сибири (Саянские горы), на Сахалине, в Средней Азии и ряде других мест. Известны в Португалии, ряде мест США, Африки, Бразилии и т. д. По отношению к гранитам и к щелочно-земельным породам играют вполне подчиненную роль.

Возраст нефелиновых сиенитов разнообразный. Часто они докембрийские и палеозойские (Бразилия, Южная Норвегия). В Пузаке в Пиринеях, на о. Альнё в Швеции они перекристаллизовывают юрские известняки. В Монтане (США) образуют лакколит среди меловых отложений.

На Урале они палеозойские, как и в Хибинах; на Украине, как установлено в последнее время, они также относятся к палеозою.

Нефелиновые сиениты легко разрушаются, переходя в тропических странах в латерит. Обычно нефелин переходит в слюдистый агрегат (л и б е н е р и т).

Нефелиновые сиениты приобрели в настоящее время большое практическое значение, так как к ним приурочены крупнейшие в мире апатитовые месторождения, в районе которых в 1929—1935 гг. создан город Кировск. К ним приурочены также разнообразные элементы большой ценности, а также и руды с титаном.

В последние годы обнаружен среди нефелиновых сиенитов плавиковый шпат (Кольский полуостров, Украина), признаки присутствия молибденита и др., иногда с ними связаны месторождения графита (Саянские горы).

Нефелиновые м и к р о с и е н и т ы характеризуются таким же составом, как и нефелиновые сиениты, отличаясь тонкозернистой структурой, иногда порфировой.

б) Излившиеся породы

Излившиеся эквиваленты нефелиновых сиенитов представлены главным образом ф о н о л и т а м и, имеющими тот же состав, как и нефелиновые сиениты, но отличающиеся тонкозернистой до плотной структурой.

Фонолиты, обычно серые плотные массивные породы, состоят главным образом из нефелина, санидина и темноцветного компонента, особенно часто эгирина, реже эгирин-авгита, арфведсонита, рибекита.

Относительное количество нефелина в фонолитах непостоянно; обычно он присутствует в основной массе, частью совместно с санидином, эгирином и альбитом; образует также фенокристы. В трахитоидных фонолитах нефелин в основной массе присутствует в виде мелких, хорошо образованных кристалликов с шестиугольными и почти квадратными сечениями, рассеянных среди мелкопризматических микролитов санидина; в нефелинотоидных фонолитах промежутки между кристалликами выполнены бесцветными, слабо поляризующими неправильными зернами нефелина. В первых содержание санидина около 25%, во вторых — до 75%. Иногда в фонолитах присутствуют оливин и содалит.

Часто наблюдается пластинчатая отдельность. Фонолиты образуют потоки и покровы, нередко типичные купола. Фонолитовая пемза имеется в районе Лаахерского озера.

Наиболее древние фонолиты каменноугольного возраста известны в Бразилии. Излияния третичного времени известны на Канарских островах, в Сардинии, в Центральной Африке и ряде других мест.

Излившиеся аналоги ненасыщенных сиенитов лейцитофиры представляют собой фонолиты, в которых большую роль играет лейцит, количество же санидина незначительно. Встречены на островах Зеленого мыса, на Алдане, в Закавказье, в Казахстане (эпилейцитофиры). Порфировые породы с фенокристами, образованными как санидином, так и лейцитом, носят название лейцитовых фонолитов; нефелина в них очень мало; присутствуют эгирин-авгит, гаюин, титанит. Известны в Италии, на о. Мадагаскаре. Иногда лейцит замещен агрегатом вторичных минералов с образованием псевдолейцита и соответственно псевдолейцитовых пород, в которых сохраняется лишь форма лейцита.

7. ГРУППА ЭССЕКСИТОВ, ТЕРАЛИТОВ И ШОНКИНИТОВ И ИХ ИЗЛИВШИХСЯ АНАЛОГОВ (ЩЕЛОЧНЫЕ ГАББРОИДЫ)

В состав группы щелочных габброидов и их излившихся аналогов входят породы, характеризующиеся присутствием основного плагиоклаза — лабрадора до анортита, реже андезина, ортоклаза, нефелина, натровых амфиболов и пироксенов. От нефелиновых сиенитов отличаются значительной основностью, колеблющимся содержанием щелочей и высоким содержанием магнезиально-железистых окислов. Обычно сопровождают нефелиносиенитовые массивы.

Главные минералы: основной плагиоклаз, нефелин, иногда канкринит, лейцит, ортоклаз, большей частью натровые амфиболы и пироксены, лепидомелан, оливин.

Второстепенные: апатит, корунд, ильменит, пирротин, содалит.

Вторичные: серицит, каолинит, цеолиты, хлорит, серпентин.

а) Глубинные породы

Глубинные породы обычно крупно- и среднезернистые, массивные, характеризуются темносерой до черной окраской, напоминают габбро и диориты. Для всех них характерна гипидиоморфнозернистая гранитоидная структура. Среди них различают три главных типа пород.

Эссекситы — промежуточные между тералитами и шонкинитами, с одной стороны, и нефелиновыми сиенитами — с другой.

Главные составные части — основной плагиоклаз, чаще лабрадор, реже андезин или битовнит до анортита, и ортоклаз, нередко также нефелин или замещающий его канкринит, реже содалит.

Из мафических минералов в них видную роль играют фиолетово-коричневый титан-авгит, авгит, почти черный лепидомелан и бурая роговая обманка типа баркевикита, иногда также оливин.

Отличает их от нефелиновых сиенитов основность плагиоклаза, в связи со значительным содержанием CaO, при малом содержании SiO_2 (около 50%) и несколько меньшем содержании щелочей, чем в нефелиновых сиенитах; преобладает Na_2O над K_2O.

Развиты они в Арканзасе (США), около Осло (Норвегия), в СССР (Хибины) и в других местах.

Шонкиниты (ортоклазово-нефелиновые габбро) состоят из ортоклаза, нефелина и авгита или зеленого диопсида. Нефелин часто резко идиоморфный; остальные минералы играют второстепенную роль (плагиоклаз, роговая обманка, оливин и др.).

Тералиты (нефелиновые габбро) состоят из плагиоклаза (андезин-лабрадор), нефелина, титан-авгита, с примесью ортоклаза, роговой обманки, биотита, содалита, оливина.

Таким образом щелочные габбро представляют собой две группы: одну — натровую, другую — калийную. Распространение их связано с соответствующими породами; именно: шонкиниты связаны с калийными сиенитами и гранитами, эссекситы и тералиты главным образом с натровыми породами.

Массивы эссекситов известны в Арканзасе, Массачузетсе (США), около Осло (Норвегия), шонкиниты — в районе Кольского полуострова.

б) Излившиеся породы

Излившиеся аналоги эссекситов — трахидолериты — пепельно-серые до темносерых породы, с мелкозернистой, часто пористой, основной массой, в которой располагаются фенокристы основного плагиоклаза и пироксена (эгирин-авгита и диопсида, иногда с оболочками эгирина, частью также титан-авгита), кроме того, санидина или анортоклаза, изредка нефелина или лейцита, также содалита.

В зависимости от структуры различают трахитоидные и фонолитоидные трахидолериты; последние — излившиеся аналоги шонкинитов.

Образуют потоки, покровы, жилы вблизи натровых трахитов и фонолитов. Известны на Канарских и Азорских островах.

8. ГРУППА ИЙОЛИТОВ И МИССУРИТОВ (ГРУППА БЕСПОЛЕВОШПАТОВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД)

В состав группы бесполевошпатовых щелочных пород входят как калийные, так и натровые щелочные породы: глубинные натровые — ийолиты, калийные — миссуриты и излившиеся аналоги — нефелиниты и нефелиновые базальты, лейцититы и лейцитовые базальты.

Эти ультращелочные породы, особенно сильно обогащенные щелочами, в одних случаях Na_2O, в других K_2O, отличаются от других щелочных пород отсутствием полевых шпатов.

Главные минералы: нефелин, лейцит, натровые пироксены, оливин.

Второстепенные минералы: гаюин, нозеан, мелилит, апатит, ильменит, пирротин, кальцит.

Вторичные минералы: серицит, каолинит, хлорит, карбонаты, цеолиты.

а) Глубинные породы (табл. XVII, фиг. 1)

Ийолиты — натровые гипидиоморфнозернистые глубинные породы, состоящие почти исключительно из нефелина, эгирин-авгита, эгирина или титан-авгита с оболочками эгирина. Ийолиты непосредственно примыкают к тералитам, отличаясь от них полным отсутствием полевых шпатов.

В зависимости от содержания темноцветных минералов различают несколько их типов.

Состав фельдшпатоидных пород дан в табл. 27 (по Б. Куплетскому).

Таблица 27

Порода	Примерное содержание вес. %		Тип
	нефелина	эгирина (авгита)	
Уртит	90—70	10—30	Лейкократный
Ийолит	70—35	30—65	Мезотипный
Мельтейгит	35—20	65—80	Мезотипный до меланократного
Якупирангит (бекинкинит)	Менее 20	Более 80	Меланократный

В Гренландии и на Кольском полуострове известны соответствующие содалитовые породы — тавиты и нойяиты.

Редко встречающийся миссурит — крупнозернистая массивная порода, состоящая главным образом из лейцита (16% и до 40%), пироксена (эгирина или диопсида) (50%) и оливина (15%); в небольшом количестве присутствуют анальцим и другие цеолиты. Встречен в Миссури (США).

Сильно обогащенный фельзическими минералами лейкомиссурит — фергусит — содержит разрушенный лейцит, узнаваемый только по очертаниям; лейцит перешел в агрегат ортоклаза и нефелина. Отношение фельзических минералов к мафическим равно 65 : 35 (Монтана, США, тоже в Средней Азии).

б) Излившиеся породы

Излившиеся аналоги ийолитов и миссуритов носят название нефелинитов, соответственно лейцититов (табл. XX, фиг. 1). Первые состоят из нефелина и эгирина или авгита, вторые — из лейцита и тех же темноцветных минералов. Если одновременно присутствует также и оливин, породы называются лейцитовыми базальтами (табл. XX, фиг. 2) и нефелиновыми базальтами (табл. XVII, фиг. 2); особенно богатые авгитом разности носят название нефелиновых авгититов и лейцитовых авгититов.

Нефелиновые и лейцитовые породы данной группы обычно плотные и мелкозернистые, часто пористые, полустекловатые с часто прекрасно видимыми фенокристами белого лейцита в лейцитовых породах.

Лейцитовые породы особенно широко распространены в области древних и новых вулканов Средиземного моря, также в некоторых местах Германии (Эйфель). Нефелиновые породы иногда встречаются среди лав Британской Африки, островов Зеленого мыса; нозеановые базальты известны в районе Кировска в жильном залегании.

9. ГРУППА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД (БЕЗ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ И ИХ ЗАМЕСТИТЕЛЕЙ)

Ультраосновные породы без полевых шпатов и их заместителей аналогичны ультрабазитам щелочноземельного ряда; отличаются тем, что в их составе можно наблюдать присутствие натровых пироксенов по преимуществу, при почти полном отсутствии как полевых шпатов, так и их заместителей. Главными минералами их являются пироксены и оливины, частично также щелочные амфиболы и лепидомелан. Иногда примешаны такие минералы, как апатит, ильменит, перовскит (кнопит), и ряд других второстепенного значения минералов.

Для этих пород характерно то, что с ними тесно связаны полезные ископаемые, в первую очередь титановые руды (ильменит, кнопит, содержащий также церий), пирротиновые и иные.

К группе этих же пород относится авгитит, состоящий из бурого стекла с вкрапленниками авгита и магнетита; в случае присутствия в них оливина они называются лимбургитами.

10. ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Глубинные породы различного состава нередко сопровождаются своеобразными горными породами, обычно выполняющими трещины частью в самих породах, которые они сопровождают, частью же в окружающих породах, образуя жилы. Для этих горных пород характерно то, что их минералогический и химический составы обладают рядом общих черт с составом тех глубинных пород, которые они сопровождают.

Согласно Бреггеру среди них следует различать породы ашистовые и диашистовые. Ашистовые жильные породы обладают тем же составом, как минералогическим, так и химическим, как и те породы, которые они сопровождают, отличаясь от них структурой, характерной для пород полуглубинных (гипабиссальных).

Среди ашистовых пород, в зависимости от их состава и связи с соответствующими глубинными породами, различают: габбро-порфириты, диорит-порфириты, гранит-порфиры, сиенит-порфиры, нефелиносиенит-порфиры; для них большей частью характерны порфировая структура со сравнительно крупными вкрапленниками и мелко- до тонкозернистой основная масса; минералогический их состав соответствует той глубинной породе, с которой они генетически связаны.

Диашистовые жильные породы разделяются на две группы: одна из них характеризуется накоплением светлых компонентов исходной породы, с которой они генетически тесно связаны; эти жильные породы носят название аплитовых; другая группа отличается накоплением темноцветных составных частей исходной породы; такие породы получили название лампрофировых.

Эти две группы жильных пород получаются как бы расщеплением светлых и темных компонентов исходной глубинной породы с разделением на эти две группы.

Таким образом, к аплитовым породам относятся те из жильных расщепленных пород, в которых присутствуют особенно большие количества светлых компонентов; в случае габбровых пород получаются

габбро-аплиты, обогащенные лабрадором; породы такого рода, обычно содержащие также и небольшие количества пироксена, мелкозернистые, называются также беербахитами; диориты сопровождаются диорит-аплитами, граниты и гранодиориты — гранит-аплитами; в состав последних входят: кварц, калиевый полевой шпат и кислый плагиоклаз при панидиоморфной мелко- или среднезернистой структуре. При особенно крупном размере зерен тех же минералов получаются пегматиты. Особенно широко распространены гранит-пегматиты в связи с крупными массивами гранитов и гранодиоритов.

Лампрофировые жильные породы, отличающиеся особенно большим содержанием темноцветных компонентов, и потому и темной, часто черной окраской, связаны генетически с определенными типами глубинных пород. Правильнее всего разделять их на четыре группы, в зависимости от того, какие глубинные породы они сопровождают — габбровые, диоритовые, сиенит-гранитные, щелочные.

Главнейшие и наиболее распространенные их типы, расположенные в таком именно порядке, следующие:

I. Лампрофиры, сопровождающие габбровые породы:

1) Одинит — состоит из плотной основной массы породы, образованной микролитами плагиоклаза и роговой обманки; в ней рассеяны вкрапленники авгита и таблитчатого плагиоклаза.

2) Беербахит — состоит из мелкозернистого агрегата авгита и основного плагиоклаза; ряд петрографов относит его к жильным меланократовым микрогаббро с панидиоморфнозернистой структурой.

II. Лампрофиры, сопровождающие диоритовые породы:

3) Спессартит — гранитоидная, часто сахаровидная, порода, состоящая из пироксена и амфибола, преобладающих над средним, частью зональным, плагиоклазом.

4) Керсантит состоит из кислого плагиоклаза и биотита, преобладающего среди темноцветных компонентов. Обычно структура его порфировая с вкрапленниками темноцветных минералов. Их иногда называют биотитовыми порфиритами.

III. Лампрофиры, сопровождающие сиениты, частью и граниты:

5) Вогезиты — характеризуются составом из преобладающего калиевого полевого шпата и амфибола, одновременно присутствует диопсид. Эти минералы образуют как основную массу, так и вкрапленники.

6) Минетте — отличается комбинацией ортоклаза и биотита. Иногда с примесью амфибола или биотита или обоих вместе. Минетте иногда называют жильными слюдяными сиенитами.

IV. Лампрофиры, связанные со щелочными породами:

7) Камптонит — базальтового облика жильная порода, в основной массе которой, состоящей из преобладающих плагиоклаза и бурой роговой обманки (баркевикита), присутствуют вкрапленники баркевикитовой роговой обманки, иногда также оливина; редко встречается нефелин.

8) Мончикит — в стекловатой основной массе содержатся вкрапленники оливина, титан-авгита, амфибола, биотита и магнетита; в стекле может присутствовать не успевший выделиться («возможный») нефелин (табл. XX, фиг. 3).

11. НЕСИЛИКАТНЫЕ МАГМЫ

а) Апатитолиты

С щелочными породами тесно связаны породы, образованные исключительно или почти исключительно апатитом. Такого рода породы называются апатитолитами. Они особенно хорошо изу-

чены в районе Хибин, где они получили крупнейшее промышленное значение как источник апатита (апатитовые руды) и в настоящее время разрабатываются.

Апатитолиты обычно связаны с ийолитами и уртитами, характеризуются как сахаровидные зернистые породы зеленоватого цвета, состоящие главным образом из зерен и кристалликов апатита, нефелина и черных игольчатых или призматических кристалликов эгирина. В зависимости от относительного содержания апатита и нефелина среди них различают два типа пород: при преобладании нефелина над апатитом — неапиты (нефелин + апатит), при преобладании апатита — апанеиты (апатит + нефелин). Обычно в них присутствует эгирин в различных количествах. Они связаны постепенными переходами с уртитами и ийолитами, образуют сплошную мощную полосу в юго-западной части Хибинского массива, следуя концентрической конфигурации других слагающих этот массив пород (рис. 133, 7).

б) Карбонатиты

К карбонатитам относят породы, состоящие почти исключительно из карбонатов, преимущественно кальцита, с примесью других минералов, в частности силикатов кальция и алюмосиликатов кальция и магния. Они установлены Бреггером в области Фен в Норвегии; у нас в Союзе в районе Кольского полуострова наличие таких пород установлено Д. С. Белянкиным на Турьем мысу, где они образуют жилы и содержат частично также и нефелин, будучи тесно связаны с ийолитами и близкими к ним породами.

Кроме того, к производным несиликатных магм относят также железные руды под названием ферролитов, некоторые сернистые руды — сульфидолиты.

III. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Роль магматических пород в отношении распределения в земной коре полезных ископаемых огромна; с каждым типом их связаны определенные типы полезных ископаемых. Зная распределение и места нахождения тех или иных магматических пород, мы можем знать, где следует искать и возможно находить связанные с ними полезные ископаемые.

Большое значение имеет также и то, что в массивах магматических пород полезные ископаемые концентрируются часто в определенных частях их, в зависимости от состава горных пород.

Гроут дал очень показательную схему распределения полезных ископаемых между магматическими породами (рис. 114). Элементы и полезные ископаемые, ответвляющиеся на этой схеме кверху, встречаются в эманациях остаточной магмы; они накапливаются в краевых частях массива или уходят за пределы его во вмещающие породы или в пегматиты, кварцевые жилы и т. д. Элементы и полезные ископаемые, помещенные под соответствующими ветвями, накапливаются внутри самих магм, обычно в нижних частях их бассейнов, в виде сегрегаций.

Согласно Баддингтону, распределение элементов по магматическим породам, в которых они встречаются в относительно больших количествах, следующее:

1) в кислых натровых породах присутствуют: Si, K, Na, Li, Be, B, Ra, Ce, Ta, Nb, Zr, U, Th, Mo, W, F, Sn, Zn (?);

2) в основных породах: Mg, Ca, Fe, Pt, Cr, Ti, Mn, Ni, Co, Cu, V, P, S, Cl;

3) в породах, богатых натрием: P, Li, Cs, Rb, Cl, B (?), Ti, Zr, Ce, Th, Co, U, F, Cl; в меньших количествах Nb, Ta, W (?);

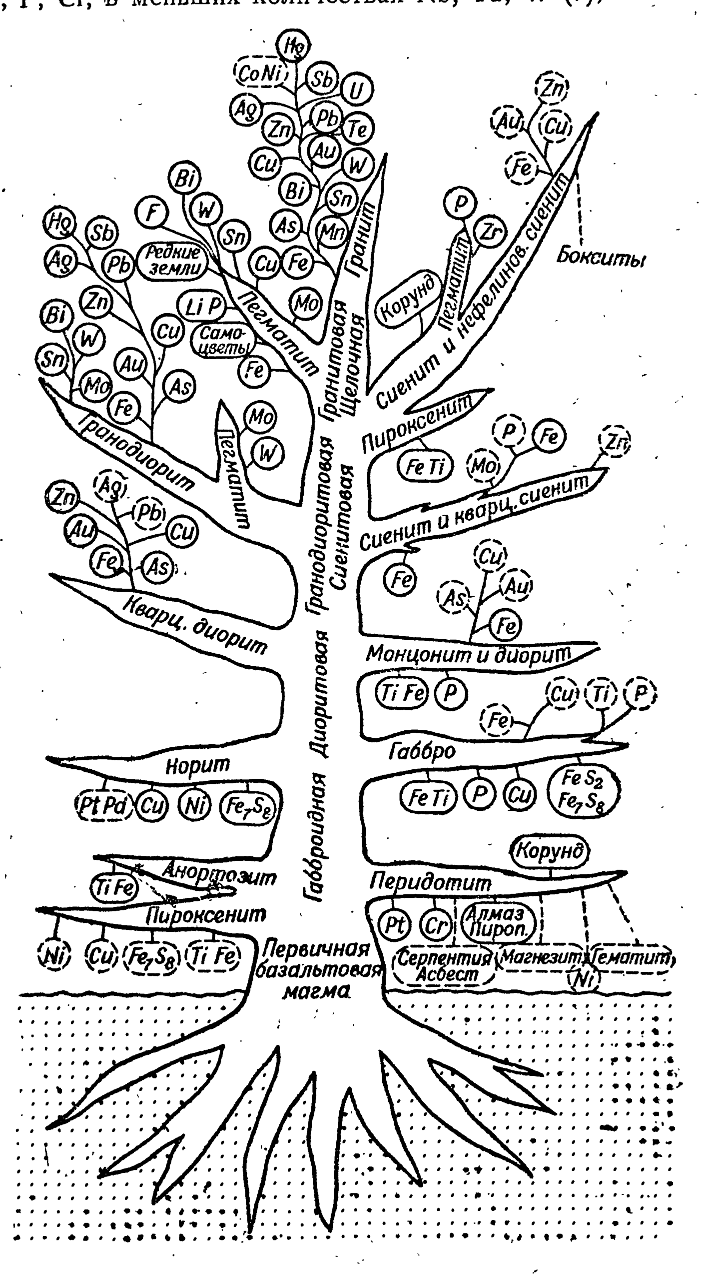


Рис. 114. Схема Гроута.

4) в породах, богатых калием: Ba, Ra (?);

5) в породах, богатых железом: Ti, Mn, V, Ni, Co, Cu;

6) в породах, богатых магнием: Cr, Pt, Ni.

С магматическими породами различных типов связаны следующие полезные ископаемые.

С перидотитами: хромиты, платина и осмистый иридий, алмаз, пироп, корунд, ильменит, титано-магнетиты, пентландитовые и пирротиновые месторождения, магнезиты, асбест.

С норитами, пироксенитами и горнблендитами: пирротин, содержащий пентландит и халькопирит, т. е. генетическая ассоциация Cu + Ni + Fe. Обычно в связи с норитами или диаллаговыми габбро также с пироксенитами находятся (например, в огромном лополите Бушвельда) элементы платиновой группы Pt + Pd, а также титано-магнетиты, апатит.

С габбро и габбро-монцонитами связаны ильмениты и титано-магнетиты с титаном и ванадием, месторождения хлорапатита (ильменит-апатитовые дайки с переходами в габбро), медистые и пиритовые месторождения (крупные в Норвегии) с содержанием меди до 4% и больше.

С диабазами, кварцевыми диабазами, содержащими часто гранофир (слабо диференцированные породы), связаны обычно сравнительно небольшие месторождения руд цветных металлов, например сфалерита и галенита, самородной меди, местами сульфидов меди. При диференциации магмы, дающей начало этим породам, образуются в основании тела месторождения Cu + Ni, внутри бассейна Zn + Pb. В пластовых интрузиях этих пород встречаются месторождения с Co, As, Ni, самородным Ag, иногда урановой смоляной рудой.

С анортозитами связаны месторождения ильменита, титано-магнетита.

Для диоритов характерны магнетитовые и халькопиритовые месторождения, а также иногда месторождения золота.

Для всех перечисленных месторождений характерно то, что они залегают внутри магматической породы или в непосредственной к ней близости.

Кварцевые диориты, гранодиориты и кварцевые монциты нередко сопровождаются месторождениями магнетита и гематита, также Au, Ag и цветных металлов, в ряде случаев W, Sn и Mo. Генетически связаны с интрузиями тех же пород некоторые месторождения Sb, Hg и плавикового шпата.

Граниты особенно богаты сопровождающими их рудами и другими полезными ископаемыми: они несут Sn, W, Mo, As, Au, Cu, Fe, U, Ra, цветные металлы и др. К ним приурочены крупные месторождения полевых шпатов и слюд, плавикового шпата, в контакте с ними — месторождения Fe, Cu, редких и рассеянных элементов, флогопита, гидрослюды и т. д.

Группа сиенитов, кварцевых сиенитов и щелочных сиенитов сопровождается рудами магнетита (Адирондак в США, Кирунавара в Швеции) часто с низким содержанием Ti и большим P.

Чрезвычайно богаты рудами редких и рассеянных элементов пегматиты, в особенности гранитные; к ним же приурочены месторождения разнообразных драгоценных камней (турмалина, берилла, изумруда, топаза, сподумена, фенакита, хризоберилла и др.). Иногда в промышленных количествах присутствует плавиковый шпат.

Для щелочных и нефелиновых сиенитов характерны месторождения корунда, плавикового шпата, апатита разнообразных циркониевых минералов, руд телуристого золота (Крипль Крик), редких элементов (в апатите и т. д.) и др., также алюминия (в нефелине 44,0% SiO_2; 33,3% Al_2O_3; 16,0% Na_2O; 4,7% K_2O; 2% CaO, по Лебедеву).

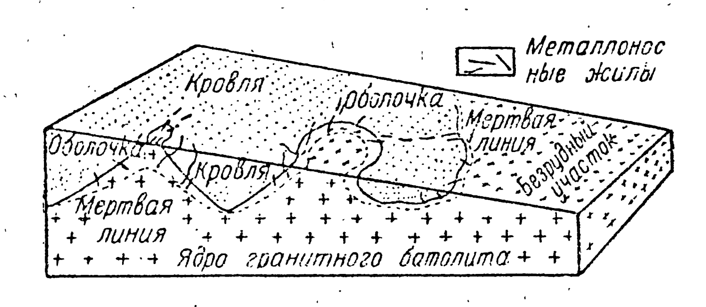
Как показал Эммонс, распределение рудных тел и накопление их подчиняются определенным правилам (рис. 115). Он выделяет вокруг

батолитов гранитоидов «мертвую линию», в пределах которой гранитоиды практически безрудны, и зону, несущую руды как внутри массива, так и во вмещающих его породах. При внедрении батолита рудные элементы распределяются закономерно с накоплением одних металлов внутри батолита, в его краевых и акмолитовых частях, других — на различных относительных расстояниях за пределами его.

В зависимости от эрозии в различных стадиях ее развития обнажаются различные части батолита.

Эммонс различает следующие стадии (рис. 116):

1) криптобатолитовая — батолит не размыт, вмещающие породы могут быть частично изменены;



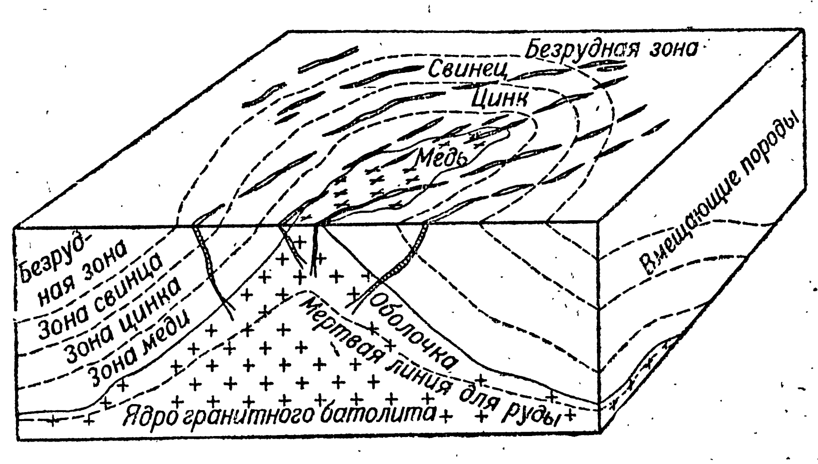


Рис. 115, 116. Схемы Эммонса.

2) акробатолитовая — появляются акмолитовые части батолита; «мертвая линия» расположена ниже зоны эрозии;

3) эпибатолитовая — обнажаются купола, отдельные части также и безрудного ядра;

4) эмбатолитовая — по размерам обнаженные площади ядра не уступают площадям вмещающих толщ;

5) эндобатолитовая — в основе обнажен батолит, вмещающие части сохранились лишь в виде останцев;

6) гипобатолитовая — практически все остатки вмещающих пород эродированы.

Эта схема дает указания относительно направления поисков полезных ископаемых в районах развития гранитоидных батолитов с их полезными ископаемыми, частью уходящими далеко за пределы самого батолита.

IV. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМ

Магмы представляют собой весьма сложные многокомпонентные системы, которые усложняются еще больше присутствием легколетучих компонентов. Их экспериментальное изучение сопряжено часто с еще пока непреодолимыми трудностями.

Пока приходится удовольствоваться изучением поведения одно-, двух- и трехкомпонентных систем, перенося получаемые результаты на поликомпонентные магматические системы. В таких экстраполяциях требуется, понятно, сугубая осторожность в выводах при разрешении столь важных проблем, как вопросы диференциации магмы, т. е. перераспределения ее составных частей в зависимости от охлаждения, кристаллизации, тектонических явлений и пр.

При остывании любой силикатной системы при слишком быстром охлаждении ее кристаллизация не происходит и получается стекло; температура такого затвердевания не может быть точно установлена, так как затвердевание происходит постепенно, при непрерывном понижении температуры. Стекло представляет по существу ту же жидкость, но обладающую огромной вязкостью. Наличие его свидетельствует о переохлаждении силикатного расплава (пехштейн, обсидиан).

В том случае, когда охлаждение происходит достаточно медленно, может иметь место диффузия молекул в расплаве; расплав кристаллизуется, причем до конца ход кристаллизационного процесса подчиняется определенным закономерностям.

1. КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ДВУХКОМПОНЕНТНЫХ СИСТЕМ

Наиболее простой является кристаллизация двух веществ, не образующих друг с другом ни химических соединений, ни изоморфных смесей; происходит эвтектическая кристаллизация. На диаграмме (рис. 117) системы диопсид-анортит кривая 1390°—1270°—1550° показывает температуры начала затвердевания смеси для каждого определенного процентного содержания анортита и диопсида. При 58% диопсида и 42% анортита кристаллизация начинается при температуре более низкой, чем температура кристаллизации каждого отдельного компонента (анортита и диопсида). Наиболее низкая температура начала кристаллизации данной системы (она же и температура плавления) называется эвтектической, а смесь, которая дает такую именно температуру начала кристаллизации, — эвтектической смесью. В данном случае температура кристаллизации компонентов: анортита 1550°, диопсида — 1390°; эвтектическая смесь (42% анортита + 58% диопсида) при кристаллизации обладает эвтектической температурой 1270°. Отсюда следует, что эвтектическая смесь пироксена и анортита в габбровой породе обладает температурой кристаллизации (плавления) не выше 1270°. Примесь других компонентов будет еще далее понижать температуру плавления. Действительно, базальты и обычные габбровые породы с лабрадором плавятся при 1200—1250°.

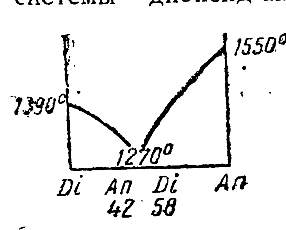


Рис. 117. Бинарная система диопсид—анортит.

Из диаграммы можно вывести порядок кристаллизации минералов, образующих эвтектическую смесь. Если смесь имеет состав из 25% анортита и 75% диопсида, т. е. сравнительно с эвтектическим составом преобладает диопсид, то при охлаждении расплав остается без изменения, пока температура его не достигнет точки на эвтектической кривой; тут начинается кристаллизация только диопсида, находящегося

в избытке по отношению к эвтектической смеси. По мере понижения температуры диопсид кристаллизуется до тех пор, пока расплав не достигнет эвтектического состава и пока температура не будет эвтектической; с этого момента начинается кристаллизация эвтектической смеси диопсида и анортита, и до окончания ее температура остается постоянной, именно 1270°.

Если в смеси преобладает анортит, кристаллизация начинается с выделением анортита при температуре, например, 1450°, а при эвтектической температуре оба минерала выделяются одновременно. При кристаллизации эвтектики получаются структуры панидиоморфные или пегматитовые.

Эвтектические смеси дают: 88% диопсида (1391°) и 12% форстерита (1890°) при 1386°; 72% альбита (1118°) и 28% тридимита (1470°) — при 975° ±; 3% диопсида (1391°) и 97% альбита (1118°) — при 1085° ±.

Действие примеси щелочного полевого шпата к кремнекислоте (альбит-тридимит) на понижение температуры плавления, наблюдаемое в гранитах, как видно, значительное. Очень крупное значение в петрогенезе имеет система $MgO — SiO_2$ (рис. 118). Эта система усложнена тем, что, кроме соединения Mg_2SiO_4 (форстерит), существует еще соединение $MgSiO_3$ (клиноэнстатит), получающийся при реакции форстерита с расплавом, обогащенным кремнекислотой, согласно уравнению:

$$Mg_2SiO_4 + SiO_2 \rightleftarrows 2MgSiO_3.$$

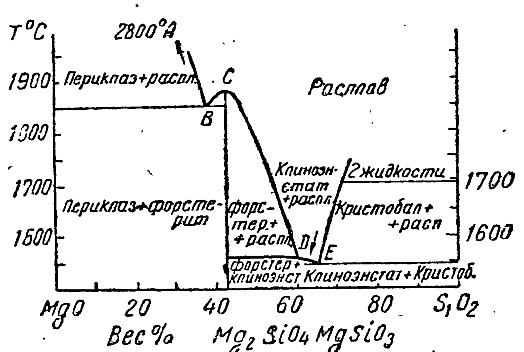


Рис. 118. Бинарная система $MgO — SiO_2$ с инконгруентным плавлением.

Между Mg_2SiO_4 и MgO (периклазом) получается только эвтектика.

В результате реакции форстерита с кислым расплавом образуется клиноэнстатит; взаимоотношения в системе усложняются и между форстеритом и клиноэнстатитом образования эвтектики не происходит.

При очень большом содержании SiO_2 однородный при высоких температурах расплав распадается на две несмешивающиеся жидкости; такого рода процесс называется **ликвацией**. Одна из этих жидкостей более богата кремнекислотой, чем другая.

Как видно из диаграммы, состав, занимающий место между периклазом и форстеритом, дает первым либо периклаз, либо форстерит; при 62% MgO, 38% SiO_2 получается эвтектическая смесь кристаллов периклаза и форстерита. При составе расплава между форстеритом (42% SiO_2) и пироксеном (60% SiO_2) первым выделяется из расплава форстерит; при температуре около 1557° расплав реагирует с ним и дает клиноэнстатит, заменяющий форстерит; при температуре около 1540° получается эвтектическая точка системы клиноэнстатит — кристобалит.

При нагревании происходит обратный процесс: клиноэнстатит распадается на две части — кремнекислоту и форстерит, т. е. происходит **инконгруентное плавление**.

В системе $MgO — SiO_2$ при различных скоростях кристаллизации могут получиться различные породы и минералы.

При быстром остывании пироксенового расплава кристаллизация его может не начинаться и ниже реакционной температуры. Получается

переохлаждение; из переохлажденного расплава кристаллизуется сразу пироксен.

При более медленном остывании образуются сперва кристаллы форстерита, которые реагируют с расплавом и могут дать реакционный пироксен. Если время реакционного воздействия расплава на форстерит слишком мало, он может сохраниться; так, в габбровых и других породах присутствует корродированный оливин, окруженный пироксеном; одновременно может присутствовать и более поздний кварц.

К системе с инконгруентным плавлением (реакционным преобразованием минералов) относится также система лейцит — кремнекислота (рис. 119). При 1170° ортоклаз инконгруентно плавится, т. е. становится неустойчивым и дает жидкость, богатую SiO_2, и лейцит:

$$\text{ортоклаз} \rightleftarrows \text{лейцит}$$

$$KAlSi_3O_8 \rightleftarrows KAlSi_2O_6 + SiO_2.$$

Твердые растворы. Твердые растворы получаются тогда, когда два минерала образуют друг с другом изоморфные смеси.

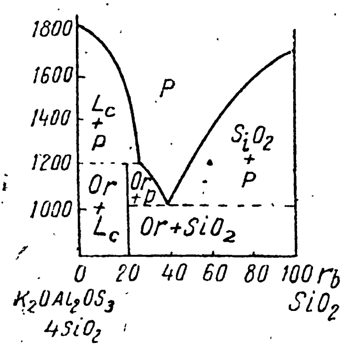


Рис. 119. Система лейцит — кремнекислота

Типичным примером твердых растворов являются особенно хорошо изученные плагиоклазы.

Из смешанного расплава альбита и анортита кристаллы выделяются в виде твердых растворов (смешанных кристаллов), причем получается непрерывная серия их, в то время как при реакционных взаимоотношениях наблюдается скачкообразное превращение одних минералов в другие, как это имеет место в ряду форстерит — пироксен или лейцит — ортоклаз.

Такие серии твердых растворов дают большое число породообразующих минералов, как более простые, форстерит — фаялит, так и более сложные — пироксены, амфиболы, слюды и др.

Диаграмма кристаллизации плагиоклазов построена так, что на абсциссе откладывается химический состав от альбита (температура плавления 1118°) до анортита (температура плавления 1550°), на ординате — температуры (рис. 120).

Диаграмма кристаллизации характеризуется двумя кривыми. Одна из них, верхняя, называется ликвидус; выше ее находится поле жидкости, ниже — поле, где одновременно присутствуют как жидкость, так и выделяющиеся кристаллы; другая, нижняя, выпуклая книзу линия — солидус, отделяет последнее поле от поля, где жидкость отсутствует и имеется только твердое тело.

Состав жидкости в точке p 50% альбита и 50% анортита, температура около 1500° (T_1); при понижении температуры кристаллизация начинается при температуре T_2, соответствующей точке пересечения линии ликвидуса с перпендикуляром, опущенным из точки p. Выделяющиеся при этом кристаллы, как показали исследования Боуэна, имеют состав, который мы находим, проведя через p_1 горизонталь до пересечения ее с солидусом в точке q. Опуская перпендикуляр к основанию диаграммы из этой точки, получаем состав выделившегося плагиоклаза. В данном случае он содержит около 81% анортита (№ 81). По мере охлаждения расплав реагирует с кристаллами, постепенно обогащая их альбитовым компонентом, и для каждой точки ликвидуса получаем соответствующий состав плагиоклаза на солидусе, все более обогащающийся альбитом. Когда состав расплава дойдет до точки p_2

на ликвидусе, состав выделившегося плагиоклаза будет определяться точкой q на солидусе. Так как состав этого плагиоклаза соответствует составу первоначальной жидкости, то, очевидно, вся жидкость будет исчерпана; получаем состав всей массы плагиоклаза № 50.

При медленном охлаждении идет непрерывная реакция между жидкостью и кристаллами, которые непрерывно изменяют свой состав, следуя за изменением состава жидкости; в результате выделяется плагиоклаз, в точности соответствующий первоначальной жидкости.

Такого рода процесс идет и в магматических массах, когда в конечном итоге образуются более или менее крупные кристаллы плагиоклаза, во всем своем объеме имеющие один и тот же состав.

При быстром охлаждении получаются мелкие кристаллы состава, отличного от состава первоначальной жидкости, так как реакция их с жидкостью не успела произойти.

При средней скорости кристаллизации выпадающий кристалл не успевает реагировать с жидкостью с заменой его плагиоклазом более кислым. Поэтому сперва выпадает более основной плагиоклаз, который покрывается оболочкой следующего более кислого плагиоклаза. В конечном итоге получается центральная часть кристалла плагиоклаза, более основная, чем исходный расплав, и наружная оболочка, отличающаяся более кислым составом, чем та же жидкость. Общий состав плагиоклаза соответствует первичной жидкости.

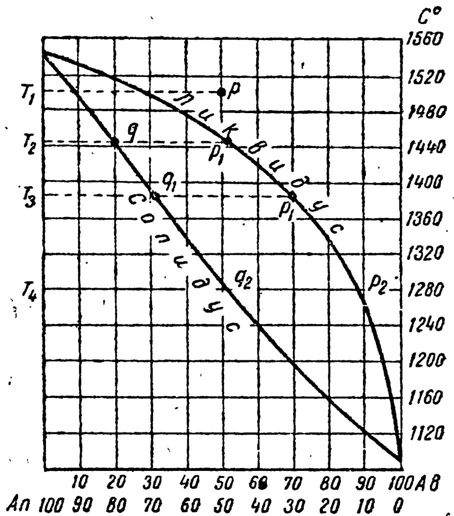


Рис. 120. Бинарная система альбит — анортит.

Аналогичная диаграмма получается также и для группы оливина (форстерит — фаялит).

2. ТРЕХКОМПОНЕНТНЫЕ (ТРОЙНЫЕ) СИСТЕМЫ

В тройных системах, состоящих из компонентов *A*, *B* и *C*, каждая пара последних образует отдельную двухкомпонентную систему.

Диаграмма температуры плавления каждого из трех компонентов — *A*, *B*, и *C* — откладывается в вершинах равностороннего треугольника на перпендикулярах к нему (121).

Внутри этой пространственной фигуры вычерчивается та поверхность, которая отделяет жидкую фазу вверху от твердой внизу. Опуская из каждой точки перпендикуляры к основанию, изображаем эти взаимоотношения на равностороннем треугольнике *ABC*, на котором наносятся проекции изотерм, дающие представление о характере понижения температуры вплоть до самой низкой эвтектической точки E_{abc} (рис. 122).

Характерным примером одновременного наличия как эвтектик, так и твердых растворов, может служить система альбит (1118°) — анортит (1550°) — диопсид (1391°), имеющая большое петрогенетическое значение; альбит и анортит образуют серию твердых растворов; диопсид с анортитом и диопсид с альбитом образуют эвтектические смеси (рис. 123).

Крупное петрогенетическое значение имеет также система, изученная в последнее время Боуэном: $MgO — FeO — SiO_2$, характерная для

оливинов и пироксенов. Из этой схемы вытекает возможность одновременной кристаллизации свободной кремнекислоты, наряду с оливином, как это и наблюдается иногда в магматических породах и установлено мной в рапакиви (1912), где кварц присутствует одновременно с оливином (гортонолитом).

Не исключается возможность влияния давления на порядок кристаллизации минералов, в частности на эвтектику. В некоторых случаях

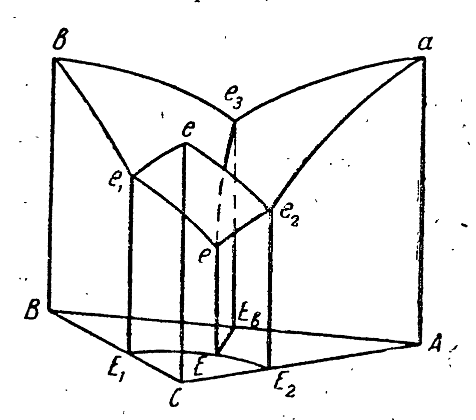


Рис. 121. Трехкомпонентная система.

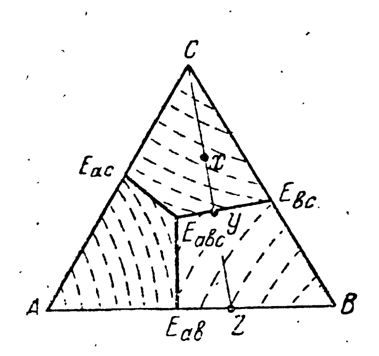


Рис. 122. Трехкомпонентная система.

температура преобразования минералов повышается с давлением; так, например, температура перехода α-кварца в β-кварц повышается с повышением давления; возможно также повышение температуры эвтектической точки с повышением давления.

Рис. 123. Трехкомпонентная система альбит—анортит—диопсид.

Большую роль, как показали опыты Горансона (1938) (рис. 124), при кристаллизации магмы играет давление, в особенности в присутствии такого летучего компонента, как вода; вода в значительной степени понижает температуру кристаллизации (плавления) гранитной магмы, а в случае богатых K_2O магм вызывает прекращение кристаллизации лейцита при более высоких температурах и давлении; при достаточно большом давлении образуется только ортоклаз, который при этом не плавится инконгруентно, т. е. не образуется лейцит + SiO_2, как это имеет место при меньших давлениях:

$$KAlSi_3O_8 \rightleftarrows KAlSi_2O_6 + SiO_2$$

ортоклаз $\rightleftarrows$ лейцит
инконгруентное плавление

Из опытов Горансона далее видно, что в случае системы альбит + + водяной пар по мере увеличения давления пара постепенно понижается температура его плавления (кристаллизации) (рис. 124) при 1118° без воды и при давлении в 1 *ат*; при давлении пара около 3 килобар температура плавления альбита всего немного выше 800°.

Следовательно, в случае гранитной магмы летучие компоненты понижают температуру ее кристаллизации на сотни градусов.

Понижена также температура плавления (кристаллизации) ортоклаза; если инконгруентное плавление без пара ортоклаза свыше 1300°, то в присутствии паров при 2,6 килобар и выше вместо инконгруентного плавления с образованием лейцита происходит конгруентное, без разложения, плавление ортоклаза с исчезновением поля лейцита примерно при 950°, а сам ортоклаз при давлении в 3,5 килобар плавится при 940° (рис. 125).

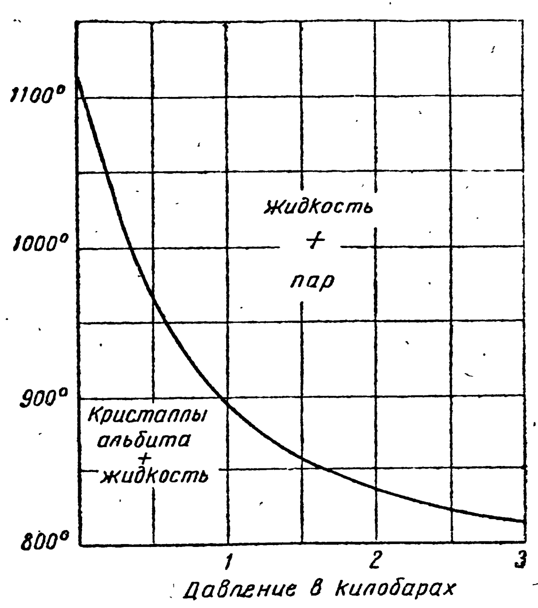


Рис. 124. Диаграмма Горансона кристаллизации альбита и воды при высоком давлении.

Данные исследований при высоких температурах и давлениях расплавов ортоклаза и альбита, главных составных частей гранитов, в присутствии воды приближаются к естественным гранитным магмам; они указывают на сравнительно низкие температуры этих магм в присутствии летучих и при высоком давлении.

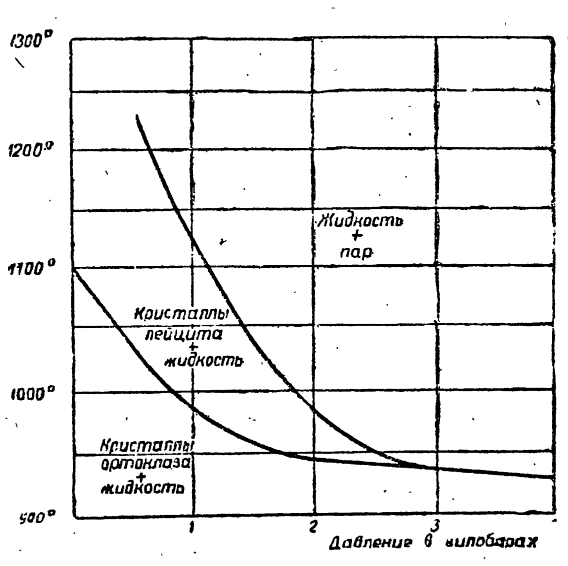


Рис. 125. Диаграмма Горансона кристаллизации системы ортоклаз — лейцит — вода при высоком давлении.

В составе реакционной схемы Боуэна имеются две группы минералов: одни образуются в результате непрерывной реакции — плагиоклазы (твердые растворы), другие получаются в результате прерывных реакций: оливин→пироксены→амфиболы→биотит. Такого рода переходы происходят в разнообразных магматических породах, как результаты магматических процессов на различных их ступенях. Сюда относятся: зонарная структура плагиоклазов, в частности андезинов, коррозия оливина, пироксенов, преобразование роговой обманки в биотит и т. д. Иногда наблюдаются реакционные соотношения между мафическими минералами с присутствием в центре корродированного оливина, окруженного оболочкой пироксена, также корродированного, за которым следует роговая обманка и далее биотит; иногда одновременно присутствует также и кварц; особенно часты такого рода образования в габбро, реже в сиенитах, иногда и в гранитах (например, юга Украины).

Для такого рода реакций применяются также термины *дейтерогенных* (Седергольм), а минералы, образовавшиеся этим путем, называются *синантектическими*, *паулопостумными* (от «пауло» — мало и «пост» — позже, т. е. минерал, образовавшийся немного позже). Все эти термины относятся к тем процессам, которые теснейшим образом связаны с процессами кристаллизации магм в более поздние ее периоды, но не связаны с процессами выветривания и последующего изменения вообще. С магматическими остатками, получающимися при этих процессах, тесно связаны месторождения полезных ископаемых, в частности олова, ряда редких элементов и редких земель.

Характерно то, что в порядке кристаллизации, устанавливаемом на основании изучения идиоморфизма минералов, образования включений одних минералов в других и т. п., выявляется последовательная смена минералов со все большим содержанием летучих компонентов и с возрастающей сложностью состава. Вновь образующиеся минералы обладают резко выраженной силой проникновения в другие минералы и метасоматического их замещения. Так, турмалин замещает кварц, мусковит — полевой шпат, кварц и калиевый полевой шпат — плагиоклазы.

Ограниченная смесимость в твердых растворах обусловливает образование пертитовых, микропертитовых и криптопертитовых прорастаний. Сюда же относится и образование титано-магнетитов; одновременная, хотя и не эвтектическая, кристаллизация дает начало письменным прорастаниям минералов друг с другом; относительные количества прорастающих друг друга минералов могут быть и не такими постоянными, как в случае эвтектических прорастаний.

Замещение дает начало различным типам *мирмекитов*, в частности плагиоклаза и кварца. Повидимому, многие кварц-полевошпатные прорастания в пегматитах и в особенности в контактных породах представляют результат замещения. К числу замещений относятся, например, процессы *альбитизации*, широко развитые при процессах преобразования пегматитов.

3. ПЕРЕДВИЖЕНИЕ МАГМ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Передвижение магм в земной коре, их интрузии и экструзии обусловлены рядом факторов, внешних и внутренних.

К внутренним факторам относится *вязкость* магмы (свойство, обратное жидкостности), к внешним — влияние тех сил, в первую очередь горообразующих, которые вызывают передвижение магмы в общем по направлению снизу вверх, а иногда и в других направлениях.

Вязкость магмы зависит прежде всего от ее состава. В отсутствии летучих компонентов магма оказывается при достаточных температурах, при которых она плавится, тем более подвижной, *чем больше она содержит магнезиально-железистых окислов и чем меньше в ней кремнекислоты*. Присутствие кремнекислоты вызывает постепенное увеличение вязкости при переходе от легколетучего состояния при высокой температуре к состоянию сравнительно вязкого затвердевающего и кристаллизующегося тела при низких температурах. Для понижения вязкости до минимальной магма должна быть нагрета до более высокой температуры, чем ее температура плавления.

С другой стороны, большое содержание магнезиально-железистых окислов ведет к тому, что магма не переохлаждается, и переход из легкоподвижного состояния в твердое происходит при малом интервале температур. Присутствие MgO в магме в то же время повышает температуру ее плавления иногда за пределы 1500°.

Вязкость сухих базальтовых лав Гавайских островов всего в 20 раз больше вязкости воды, в то время как липаритовые лавы обладают вязкостью в 1000 раз большей вязкости воды. Базальтовые магмы Гавайских островов образуют иногда лавопады (табл. VII, фиг. 1).

От вязкости магмы зависит возможность образования ею лакколитов — магма вязкая, например трахитов Пятигорского района, или же проникновения на далекие расстояния — магма основная, жидкостная (табл. VII, фиг. 2), с образованием межпластовых залежей (герпадзолиты» базальтов в Сибири) или, в других случаях, даек. Значительной вязкостью обладала магма вулкана Мон-Пеле на о. Мартиника, когда в 1903 г. образовалась знаменитая «игла» и одновременно вырывались обильные раскаленные газы (табл. VII, фиг. 2).

Очень велико влияние на вязкость магмы летучих компонентов. Магма становится тем более легкоподвижной и менее вязкой, чем больше летучих она содержит; в их присутствии она получает способность проникать в тонкие трещины, раздвигать их, продвигаться по ним на значительные расстояния. Одновременно облегчается ее продвижение вверх, интрузия и экструзия.

Удельный вес кислых пород при переходе их в жидкое состояние уменьшается на 9%, основных — на 6%. Тяжелая магма не может сама по себе подниматься через осадочные и иные породы, более легкие, чем она сама. Причинами поднятия, кроме горообразующих сил, являются летучие компоненты; при высоких температурах и большом давлении они растворены в магме; при понижении температуры они выделяются из нее и вызывают повышение давления в магматическом очаге, которое и может вызвать поднятие и интрузию магмы в окружающие породы.

При достижении такой лавой поверхности земли летучие компоненты выделяются с особенно большой силой, вызывая взрывы с образованием воронок взрыва, заполняющихся, например, кимберлитами (Южно-Африканский Союз, в районе алмазных копей), либо частично туфами (Лаахерское озеро и др.). По Дэю основную роль играют пары воды; летучие компоненты помогают извержениям, уменьшая вязкость магмы (извержения вулканов типа Гавайских островов).

Ниггли дает очень характерную диаграмму, показывающую зависимость между выделением и концентрацией паров (газов) в магме и давлением в ней. Он строит диаграммы из двух компонентов: одного — *A*, очень летучего (например, газы), другого — *B*, мало летучего (например, жидкая магма).

При кристаллизации внутреннее давление в магме постепенно повышается в связи с постепенным накоплением в ней летучих компонентов. Давление достигает максимума при концентрации летучего компонента, равной от 40 до 80%. После этого, при дальнейшем охлаждении, давление пара вследствие сжижения постепенно уменьшается.

В силикатных магмах, летучий компонент которых представлен главным образом парами воды, а трудно летучий — силикатным расплавом, может получиться остаточный расплав, находящийся выше критической точки. Это получается при температуре выше 375° — критической температуре воды, выше которой она не может находиться в жидком состоянии.

В случае присутствия в воде бо́льшего и меньшего количества растворенных веществ критическая температура воды может несколько превышать 375°.

От вязкости магмы зависит процесс кристаллизации магмы, так как с ней связана магматическая диффузия. При значительной вязкости ослабляется процесс диффузии и образования сколько-нибудь крупных кристаллов не происходит, или кристаллизация вовсе прекращается и получаются стекловатые массы.

С вязкостью магмы связана также подвижность выделившихся из нее кристаллов различных минералов. Так, в достаточно жидкостной магме более легкие кристаллы, например полевых шпатов, могут подниматься вверх, богатые магнезиально-железистыми окислами — опускаться вниз как более тяжелые, чем выделившая их магма (например, оливины). Вопрос о передвижении кристаллов в магме, однако, остается пока спорным. Можно считать, что при достаточно высокой температуре в присутствии летучих компонентов магмы как основные, так и кислые обладают очень малой (до ничтожной) вязкостью и становятся флюидными. Гранитные магмы, в зависимости от обогащения их летучими компонентами, дают следующий ряд пород: липарит → кварцевый порфир → микрогранит → гранит → пегматит со все повышающейся степенью окристаллизованности и возрастанием кристаллов вплоть до гигантских размеров в некоторых из продуктов кристаллизации остаточных магм — в крупнозернистых пегматитах.

На присутствие летучих компонентов в магме указывают миаролитовые, мандельштейновые, пористые текстуры, образующиеся в магматических породах вблизи или на поверхности земли, а также присутствие воды в пехштейнах.

Уже давно было установлено, в частности Мишель-Леви (Франция), что кислые (гранитные) магмы содержат больше летучих компонентов, чем магмы основные, дающие начало главным образом магнезиально-железистым минералам. Это подтверждалось и всеми дальнейшими исследованиями магматических пород. Экспериментальными исследованиями установлено, что кварц, щелочные полевые шпаты, биотит, роговая обманка не могут быть получены из сухих расплавов, в то время как пироксены и оливин могут образовываться из расплавов, не содержащих летучих.

На это же указывает и то, что перидотиты и габбро содержат оливины и пироксены из числа мафических минералов; в составе более кислых диоритов присутствует роговая обманка, содержащая гидроксил; в составе наиболее кислых членов пород — гранитов — основную роль среди мафических минералов играет биотит, частично мусковит, особенно богатые летучими компонентами.

Далее, рудные тела располагаются не внутри самих гранитных массивов и непосредственно соприкасающихся с ними вмещающих пород, но уходят часто далеко за пределы этих массивов; следовательно, играл роль агент, достаточно подвижный, чтобы компоненты рудных и нерудных минералов выносились далеко за пределы гранитного массива — агент пневматолитовый или гидротермальный. Чрезвычайно показательно то, что кислые магмы, очень вязкие, если они лишены летучих, на больших глубинах способны давать послойные внедрения в сланцевые и другие породы с образованием тонких прослойков (прожилков) аплитового характера (богатых K_2O и SiO_2). Непосредственное изучение лав показывает, что они содержат от 1 до 4% воды, в частности лавы вулкана Килауеа (1931) 4%. Гиллули полагает, что содержание воды в ультраосновных магмах, наиболее бедных летучими компонентами, достигает в среднем 4%, кислых — 8%.

4. СООТНОШЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ МАГМ

Магматические породы пользуются широким распространением, образуясь в различные периоды жизни земли и обладая, по существу, огромным разнообразием. Там, где ряд пород одновременного примерно генезиса встречается совместно друг с другом, они связаны между собой постепенными переходами; это вполне можно объяснить общим их генезисом из одного и того же магматического очага.

Относительные количества магматических пород разного состава далеко не одинаковы. В ряде случаев глубинные породы могут быть широко развиты, в то время как их излившиеся аналоги играют совершенно второстепенную роль, и обратно. Характерно, что особенно большую роль среди глубинных пород играют гранитоиды, в то время как среди излившихся — андезиты и базальты.

Распространенность магматических пород в США дана в табл. 28.

Таблица 28

Таблица распространения магматических пород в США

Глубинные породы	%	Излившиеся породы	%
Граниты (с кварц-порфирами)	23,2	Андезиты	23,8
Гранодиориты	12,2	Базальты	20,7
Габбро	2,2	Липариты (риолиты)	12,8
Диориты	1,3	Диабазы	1,6
Перидотиты	0,4	Дациты	0,5
Сениты и сиенит-порфиры	0,4	Трахиты	0,04
Монцониты и кварцмонцониты	0,4	Фонолиты	0,03
Анортозиты	0,3	Нефелиновые базаниты	0,02
Шонкиниты	0,05	Лимбургиты	0,01
Тералиты	0,04		
Нефелиновые сиениты	0,02		
Пироксениты	0,01		

Из табл. 28 видно, что среди глубинных пород на территории США первенствующую роль играют граниты; на втором месте стоят гранодиориты; около 4% приходится на основные породы, главным образом на габбро. Ультрабазиты находятся во вполне подчиненном количестве, так же как и сиениты и диориты. Излившиеся породы дают совершенно иные отношения. Наиболее широким распространением в США пользуются андезиты, на втором месте стоят базальты, сравнительно мало распространены липариты — кислые эффузивы (около 13%). Интрузивные залежи, что характерно, образованы почти на 95% диабазами.

В общем те же отношения между породами сохраняются для других частей мира, в том числе и для СССР. В СССР среди интрузивов первенствующую роль играют граниты и затем гранодиориты; габбро — второстепенную роль. Среди эффузивов на первом месте стоят андезиты и базальты (Кавказ и Закавказье, Дальний Восток, Камчатка); много меньшим распространением пользуются липариты. Характерно то, что очень малую роль среди пород как глубинных, так и излившихся играют сиениты и трахиты.

Характерны также условия залегания магматических пород. Наиболее распространенные среди глубинных пород граниты и гранодиориты, составляющие 35% всех магматических пород, образуют «батолиты»; риолиты, андезиты и базальты (57% всех пород) образуют главным образом эффузивные потоки и покровы; наконец, диабазы (2%) образуют силли и дайки.

Роль щелочных пород по объему незначительна. Лишь местами (восточная и центральная Африка) они играют крупную роль, как лавы крупнейших вулканов (Килиманджаро, Кения и др.).

Площадь, занимаемая щелочными породами (натровыми гранитами, сиенитами, нефелиновыми сиенитами и т. д.), составляет в среднем

около 1% площади распространения всех магматических пород. Исследования последних лет показали значительно бо́льшую распространенность натровых гранитов, чем это предполагалось раньше (Кольский полуостров, окрестности Мариуполя и вообще восточное Приазовье и др.).

Типичные **калийные** породы с лейцитом пользуются сравнительно малым распространением; приурочены они к области Средиземного моря, в ряде других мест они встречены лишь в небольшом количестве.

Наиболее широко распространены **щелочноземельные породы**, согласно Бекке — производные **магмы тихоокеанского типа**; они особенно широко развиты вокруг Тихого океана.

Комплекс парагенетически связанных друг с другом щелочноземельных пород следующий: перидотиты и пироксениты → габбродиориты → транодиориты → щелочноземельные или нормальные граниты.

Для комплекса щелочных, точнее натровых, пород производных магм **атлантического** типа, характерен иной парагенез: щелочные пироксениты → щелочные габброиды → шонкиниты и тералиты → ийолиты → нефелиновые сиениты → натровые сиениты → натровые граниты.

Наконец, для пород производных магм **средиземноморского** типа или производных калиевого типа магм, характерен парагенез: лейцитовые базальты → лейцитовые базаниты → миссуриты → лейцититы → лейцитофиры → лейцитовые сиениты → калиевые сиениты → калиевые граниты. Характерными минералами для части пород этой группы, ненасыщенных кремнекислотой, являются лейцит и нозеан с гаюином.

Насыщенные типы калийных магм, главным образом граниты, обычно встречаются вместе с щелочноземельными гранитами и от них сколько-нибудь резко не отделяются. В составе их преобладает K_2O над Na_2O, среди полевых шпатов — калиевый. Таков ряд так называемых щелочных гранитов Забайкалья. К этому же типу насыщенных калиевых магм могут быть отнесены трахиты Приазовья с 14,4% K_2O.

V. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЯХ

Для петрографии земного шара характерно широкое распространение магматических пород щелочноземельного ряда, в то время как натровые породы составляют 1—2% всех магматических пород; по всем признакам еще реже встречаются типичные калиевые породы, ненасыщенные представители которых — лейцитовые породы — встречаются лишь в ограниченном числе мест; по существу же — насыщенные типы их не отличаются сколько-нибудь резко от щелочноземельных пород. Бекке выделил два основных типа магматических пород, совпадающих с вышеприведенным делением их, придавая им одновременно и географическое значение. Третий тип выделен Ниггли.

1. **Тихоокеанский тип** (или тип щелочноземельных пород) особенно сильно развит в области Тихого океана с его мощными интрузиями и излияниями в виде щелочноземельных гранодиоритов, гранитов, андезитов и др. Характерно отсутствие натровых минералов, в частности натровых амфиболов и пироксенов.

2. **Атлантический тип** (или тип натровых пород) особенно широко развит в районе Атлантического океана и его островов со слабым

развитием складчатых процессов. Он характеризуется значительным содержанием щелочей, главным образом Na_2O в породах разной основности, обычным присутствием натровых минералов (альбита и нефелина, натровых пироксенов и амфиболов).

3. **Средиземноморский тип** (или тип калиевых пород) характеризуется значительным содержанием окиси калия во всех своих членах, присутствием в ненасыщенных типах лейцита, частью также нозеана и гаюина, из темноцветных — эгирина.

Все эти типы магматических пород встречаются нередко в ассоциации друг с другом, соединены друг с другом постепенными переходами. Многими петрографами и геологами высказывается мысль, что щелочноземельные породы приурочены главным образом к областям развития складчатой тектоники, в то время как натровые находятся в тесной связи с процессами сбросового характера. Ряд других петрографов и геологов отрицает такую связь, хотя она и вполне правдоподобна.

В последнее время этим типам не придают значения петрографических провинций мирового размера и относят их к типам тесно связанных друг с другом пород, генезис которых связывается с определенными физико-химическими процессами. Боуэн пришел на основании огромной проведенной им и его сотрудниками экспериментальной работы к выводу, что натровые породы генетически непосредственно связаны с щелочноземельными, являясь нормальным продуктом образования щелочного остаточного раствора при кристаллизационной диференциации.

В понятия тихоокеанского, атлантического и средиземноморского типов теперь вкладывается несколько иное содержание, чем раньше. Они применяются только как термины, характеризующие определенный химизм пород.

Джедд в 1876 г. выделил термин петрографические провинции, понимая их как территории, на которых развиты магматические породы, связанные друг с другом общими генетическими особенностями. В большом числе случаев магматические породы, выступающие в каком-либо районе, характеризуются тем, что все они, от ультраосновных до кислых, тесно связаны друг с другом постепенными переходами при одном в общем возрасте; это производные одной первичной для них магмы породы (комагматические).

Минералогические и химические особенности магматических пород какого-либо района характеризуются теми или иными специальными чертами. В одних случаях вся серия пород отличается принадлежностью их к щелочноземельному типу, в других они приближаются к типу калиевому или натровому, в третьих — развиты как основные, так и кислые представители натрового ряда с одним парагенезом натровых, циркониевых и других минералов, в других — иным; породы могут отличаться различным относительным содержанием K_2O и Na_2O, MgO и FeO и т. д.

Некоторые петрографы выделяют и другие ветви магматических пород под названием формаций. Таковы: спилитовая формация, характеризующаяся большим содержанием Na_2O, но с другим парагенезом минералов, чем в типичной магматической натровой ветви пород; арктическая формация с характерной магнезиально-железистой ассоциацией минералов; своеобразная чарнокито-анортозитовая формация, характеризующаяся широким распространением в ней гиперстена.

В одних случаях (спилитовая формация) генезис связывают с излияниями на дне моря, в других (чарнокито-анортозитовая форма-

ция) — с интенсивной ассимиляцией магмой различных осадочных пород, в частности мергелистых и карбонатных.

Петрографической провинцией является район развития щелочных пород в Ильменских горах на Урале, область развития таких же пород на Украине и на Кольском полуострове, район развития лейцитовых и вообще калийных пород в Италии и на островах Средиземного моря, район развития щелочноземельных гранитов Горного Алтая, районы развития ультраосновных и основных пород среднего и северного Урала, габбровых и лабрадоритовых пород на Украине и т. д.

Выделение отдельных петрографических провинций имеет большое значение, так как с определенными ассоциациями магматических пород связаны определенные типы полезных ископаемых. Выделение этих провинций помогает отыскивать те полезные ископаемые, которые приурочены к породам петрографической провинции данного типа.

Породы, развитые в одном районе, в одной петрографической провинции, обладают в общем одним и тем же возрастом. Породы, развитые в данном районе, но относящиеся к образованиям различного возраста, могут оказаться образующими самостоятельные, независимые друг от друга, некомагматические типы пород.

Породы петрографической провинции характеризуются парагенезом определенных типов пород, глубинных и излившихся.

Группы провинций щелочноземельного типа

Глубинные породы: перидотиты и пироксениты — нормальные габбро — диорит — гранодиорит — гранит.

Излившиеся породы: пикритовые порфириты — нормальные базальты — андезиты — дациты — липариты.

Группы провинций щелочных (натровых) пород

Глубинные породы: щелочные пироксениты и перидотиты — щелочные габброиды — нефелиновые габбро (тералиты, эссекситы) — нефелиновые сиениты — натровые сиениты — натровые граниты.

Излившиеся породы: пикритовые порфириты — щелочные базальты — нефелиновые и другие базальты и базаниты — фонолиты — пантеллериты — натровые липариты.

Группы провинций калиевого типа

Глубинные породы: шонкиниты — лейцитовые габбро-калиевые сиениты — калиевые граниты.

Излившиеся породы: лейцитовые базальты и базаниты — лейцитофиры — калиевые трахиты — трахиандезиты — калиевые липариты.

Характерные отличительные черты пород тихоокеанского и атлантического типов:

Породы тихоокеанского типа	Породы атлантического типа
Щелочные полевые шпаты присутствуют в не особенно большом количестве, за исключением кислых пород; отсутствуют в основных. Плагиоклаза много. Часто наблюдается зонарная структура плагиоклазов.	Щелочные полевые шпаты образуют главную массу кислых и средних пород, часто присутствуют в основных. Нередко одновременно присутствуют основной плагиоклаз и калиевый полевой шпат.
Микропертитовые и криптопертитовые прорастания развиты не особенно интенсивно.	Часты микро- и криптопертитовые прорастания.

Породы тихоокеанского типа	Породы атлантического типа
Заместители полевых шпатов отсутствуют.	Широко распространены заместители полевых шпатов: нефелин, содалит гаюин, нозеан, канкринит, мелилит.
Кварц присутствует не только в кислых, но часто и в средних породах.	Кварц присутствует только в наиболее кислых породах.
Пироксены представлены клино- и ортопироксенами, авгитом, диопсидом, амфиболы — обыкновенной роговой обманкой.	Амфиболы и пироксены представлены обычно натровыми типами (рибекит, арфведсонит, баркевикит, кроссит, эгирин, эгирин-авгит).
Слюда присутствует редко, за исключением кислых пород, меланит отсутствует.	Часто присутствуют слюды и гранат (меланит) в породах с различным содержанием кремнекислоты.

2. ТИПИЧНЫЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ СССР

Кольский полуостров. Типичная щелочная провинция, представленная натровыми гранитами центральной части Кольского полуострова и тесно связанными с ними ненасыщенными натровыми породами Хибинских и Ловозерских тундр, с разнообразными развитыми здесь фойяитами, хибинитами, тавитами, луявритами, с переходами к уртитам и ийолитам; к последним приурочены апатитовые породы. Характерной особенностью массивов как Ловозерских, так и Хибинских тундр является их концентрическое строение.

Характерен также парагенез минералов, среди которых многие имеют или могут иметь крупное практическое значение: эвдиалит (Zn, Ti), апатит, нефелин (Al) и др.

В районе Африканды, к юго-западу от Хибинских тундр, развиты щелочные пироксениты и габбро, а также мелилитовые и кнопитовые породы. Аналогичная ассоциация в последнее время изучена в районе Енского магнетитового месторождения.

Особняком стоит Турий мыс с его натровыми породами, с которыми связаны карбонатиты, и сильным развитием процессов нефелинсиенитизации песчаников.

Остальные части Кольского полуострова характеризуются развитием главным образом щелочноземельных гранитов и других пород, вплоть до ультраосновных.

Украинский кристаллический массив. На территории украинского кристаллического массива выделяется ряд петрографических провинций, или территорий, развития комагматических одновозрастных пород; из них наиболее характерны: 1) габбро-лабрадоритовая провинция; 2) чарнокитовая провинция, 3) щелочная провинция.

Габбро-лабрадоритовые провинции (комагматические группы Волыни и Киевской области) характеризуются развитием на их территориях серий комагматических пород, начиная от основных (оливиновых норитов) и кончая кислыми (граниты), обладающими общими чертами минералогического и химического характера.

Группа основных пород: оливиновый норит — оливиновый габбро-норит — габбро-норит — габбро-анортозит — габбро-сиенит.

Группа кислых пород: габбро-сиениты — рапакиви-сиенит — рапакиви — коростенский биотитовый гранит (с касситеритом).

Все эти породы постепенно переходят друг в друга. Характерны следующие их особенности (для всех пород): 1) присутствие микропертита, диаллага и оливина в рапакиви вместе с кварцем, 2) наличие реакционных оболочек со следующей сменой в них: оливин — пироксен — роговая обманка — биотит.

Полезные ископаемые, которые сопровождают эти породы, — ильменит (TiO_2), лабрадорит, топаз, пьезокварц, касситерит.

Чарнокитовая провинция в западной части Украинского кристаллического массива представлена комагматическими породами, обычно черного цвета, крайне разнообразного состава. Для них всех характерно присутствие гиперстена, частью также и биотита, обычно без промежуточной роговой обманки.

Серия пород следующая: дуниты — перидотиты — пироксениты — нориты — гиперстеново-биотитовые диориты — гиперстеново-биотитовые сиениты — гиперстеново-биотитовые граниты. Характерный парагенез: гиперстен, антипертит, биотит, кордиерит. Полезные ископаемые: магнетит, хромит.

Натровая провинция развита около Мариуполя близ ст. Волноваха. Широко развиты натровые граниты, сиениты, на небольшой площади также крайне разнообразные ненасыщенные породы, разнообразные фойяиты с натровыми амфиболами, лепидомеланом, эгирином и эгирин-авгитом, нефелином, канкринитом, содалитом; развиты своеобразные альбито-нефелиновые сиениты, лишенные калиевого полевого шпата, — мариуполиты разных типов.

Расположение пород частично концентрическое, до известной степени аналогичное Хибинам и Ловозерским тундрам.

Полезные ископаемые — нефелин и ряд других минералов, в частности паризит, связанный с плавиковым шпатом.

Аналогичный массив намечается на Волыни.

Урал. На Урале можно выделить ряд характерных провинций с комагматическими породами.

К числу их относятся районы развития основных и ультраосновных пород с переходами их в более кислые на территории среднего и северного Урала.

Эти породы, образующие ряд отдельных, частью крупных массивов, относятся к щелочноземельному типу; они образуют в ряде случаев непрерывные в минералогическом и химическом отношениях ряды: дуниты — перидотиты — пироксениты — меланократные габбро-оливиновые и безоливиновые — габбро-диориты — диориты. Имеются, по мнению некоторых петрографов, также переходы диоритов в граниты.

Эти серии пород обладают нередко концентрическим расположением с наиболее основными породами — дунитами — в центре.

Комагматические основные и ультраосновные породы имеют на Урале крупное практическое значение; к более основным (ультраосновным) приурочены месторождения платины, никеля, кобальта, хрома, магнезита, асбеста и др., к более кислым — титано-магнетита с Ti и V и др.

Натровая провинция Южного Урала (Ильменские и Вишневые горы) характеризуется развитием пород, начиная от нефелиновых сиенитов разных типов, в частности сгнейсованных слюдяных нефелиновых сиенитов — миаскитов. Имеются переходы через натровые сиениты к натровым гранитам. В отличие от натровых пород других районов СССР, породы Урала характеризуются тем, что они залегают в области складчатых гор, подвергались резко выраженным процессам сгнейсования и образуют полосы, вытянутые параллельно общему простиранию пород Урала, почти меридиональному.

Небольшую ($11 \times 3{,}5$ *км*) петрографическую натровую провинцию представляет Бердяушский массив (Урал), где развиты своеобразные, генетически связанные друг с другом, породы — рапакиви $\rightarrow$ щелочные сиениты $\rightarrow$ нефелиновые сиениты.

Комагматические породы присутствуют также в ряде мест Азиатской части СССР, но там они менее изучены и не всегда являются такими характерными, как приведенные выше примеры.

При разрешении вопроса о комагматичности пород обычно применяют сопоставление результатов микроскопического исследования, а также метода перечисления данных химических анализов и нанесения этих результатов на соответствующие диаграммы.

Особенно ценны в этом отношении методы перечислений Левинсона-Лессинга, Ниггли и Заварицкого. Эти три метода удобны по той причине, что имеются также и классификации магматических пород, составленные каждым из этих петрографов, которые в значительной степени облегчают сопоставление результатов химических исследований и установление комагматизма или отсутствия его в данной петрографической провинции или группе магматических пород.

VI. ГЕНЕЗИС МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Генезис магматических пород вызывает много споров; ряд положений, высказываемых одними исследователями, часто отвергается другими. Так, вывод, к которому пришел на основании многолетних экспериментальных исследований американский петрограф Боуэн, согласно которому причина разнообразия магматических пород лежит в основном в кристаллизационной диференциации, т. е. в процессе кристаллизации магмы, вызывает решительные возражения со стороны некоторых других петрографов (Лодочников).

Гатч и Уэльс, характеризуя вопросы генезиса, как наиболее привлекательные в области изучения магматических пород, считают их в то же время наиболее трудными и наиболее иллюзорными.

Не всегда легко решить, является ли магма, давшая начало тем или иным породам, первичной, неизмененной, или на нее оказали влияние разнообразные причины как внутренние — перераспределение составных частей магмы во время ее постепенного охлаждения, так и внешние — процессы ассимиляции, т. е. растворения вмещающих пород. Возможно также образование вторичной магмы путем выборочного плавления осадочных пород или переплавления тех или иных горных пород.

В ряде случаев дать ответ на эти вопросы вполне возможно. Так, присутствие таких минералов, как гранат, кордиерит, силлиманит и других, богатых MgO и Al_2O_3, говорит в пользу того, что магма растворила доломит-мергелистые породы. Изобилие ряда минералов, не свойственных гранитам, содержащих много CaO, говорит в пользу ассимиляции карбонатных пород.

В настоящее время причину разнообразия магматических пород объясняют различно. Пути, по которым может итти магма в процессе своих преобразований под влиянием окружающих условий, могут быть крайне разнообразны.

Можно различать следующие основные пути развития магмы:

1. Путь диференциации. В условиях постепенного охлаждения магмы в ней происходят постепенные перемещения молекул и других составных частей ее; это может происходить в жидкой магме (собственно магматическая диференциация), т. е. до начала кристаллизации, или же во время ее кристаллизации (кристаллизационная диференциация).

К собственно магматической диференциации относится также ликвация, т. е. разделение магмы на две и большее число жидкостей, смешивающихся друг с другом при высоких температурах и не смешивающихся при более низких.

2. Путь ассимиляции, т. е. растворения магмой вмещающих пород во время процесса интрузии.

3. Путь смешения двух различных магм в различных относительных количествах.

Диференциация в жидком состоянии. Как предполагают некоторые исследователи, при сравнительно высоких температурах еще до начала кристаллизации магма может диференцироваться различными способами.

1. Принцип Соре. При охлаждении стенок сосуда с соляным раствором в нем происходит диффузия растворенных молекул; последние накапливаются в большом количестве у охлажденных стенок сосуда.

Предполагается, что такая же диффузия может играть роль в том случае, когда магма находится в контакте с вмещающими охлажденными породами.

2. Принцип Гюи и Шаперона. Гюи и Шаперон показали, что при долгом стоянии раствора получается несколько бо́льшая концентрация более тяжелых составных частей его на дне сосуда. По аналогии с этим, и в магматическом растворе при долгом нахождении его в одном и том же месте внутри земной коры, могут происходить те же явления диффузии с передвижением более тяжелых составных частей магматического раствора на дно бассейна и передвижкой соответственно более легких к верхним ее частям.

3. Ликвация. Как показали опыты Грейга, Д. П. Григорьева и др. петрографов-экспериментаторов, в силикатных расплавах могут получаться несмешивающиеся жидкости. Общепринято, что силикатные и сернисторудные или окиснорудные вещества (руды железные, хромитовые, пирротиновые, пиритовые и т. д.) при высокой температуре смешиваются друг с другом; при охлаждении наступает момент, когда они не смогут смешиваться; в таком случае они отделяются одно от другого сперва шаровыми поверхностями; мелкие выделения сливаются в более крупные; в конечном результате получаются шлиры рудных масс в силикатных магматических породах.

В отношении применимости этого принципа к самим силикатным расплавам вопрос остается не решенным окончательно; ряд петрографов не признает его, имея в виду высокие температуры и вязкость обособляющихся жидкостей, богатых кремнекислотой.

Резко выраженный антагонизм между силикатными растворами магния и железа, с одной стороны, щелочей и глинозема — с другой, был подчеркнут французским петрографом Мишель-Леви, разделившим магмы на магнезиально-железистые и магмы щелочно-глиноземистые. Это как бы подтверждает возможность процесса ликвации. Исследования габбро указывают на возможность диференциации магмы путем ликвации с отделением слоев, обогащенных магнием и железом, от обогащенных щелочами и глиноземом, сперва в виде шариков, сливающихся при движении в слои (полосатые или ленточные габбро).

Во всяком случае теоретически такой путь диференциации магмы не исключается, тем более, что жидкостное состояние (малая вязкость силикатных магм в присутствии летучих компонентов) в особенности благоприятствует этому процессу.

4. Кристаллизационная диференциация. При кристаллизационной диференциации, особенно энергично отстаиваемой Боуэном, процесс идет следующим образом. Как видно из схемы Боуэна, из магмы первыми выпадают из числа мафических минералов оливин, обладающий бо́льшим удельным весом, а из фельзических — анортит, среди полевых шпатов также имеющий наибольший удельный вес. При благоприятных условиях (малая вязкость магмы в присутствии большого количества магнезиально-железистых окислов или летучих) тяжелые, сравнительно с жидкостью, оливины опускаются в более глу-

бокие части магматического бассейна; магма постепенно теряет часть окислов магния и железа и обогащается окислами кальция, алюминия, щелочами, летучими компонентами.

Если в той области, куда опускается оливин, температура достаточно высока, жидкость реагирует с ним, он растворяется, обогащая магму в этой части бассейна окислами магния и железа.

Магма постепенно диференцируется, более глубокая часть магматического бассейна становится более основной, более высокие горизонты — более кислыми.

Возражения против гипотезы кристаллизационной диференциации заключаются в основном в том, что противники ее полагают, что мелкие кристаллики оливина и других минералов не могут опускаться из-за конвекционных токов, существующих в магме. Кроме того, указывают на большую вязкость магмы, препятствующую передвижению кристаллов. Как мы видели, вязкость магмы при благоприятных условиях, что подтверждают и геологические факты, оказывается чрезвычайно малой, тем более, что магма иногда может приобретать флюидный характер при достаточно высоких температурах. Основное возражение против теории Боуэна теряет свое значение.

Кроме гравитационного, при кристаллизационной диференциации играет роль и другой фактор, именно, фильтрпрессование. Фильтрпрессованием в промышленной практике обозначают способ отжимания воды от мелкозернистого или тонкораспыленного твердого вещества через густой полотняный или иной фильтр путем сдавливания пульпы при помощи специальных прессов.

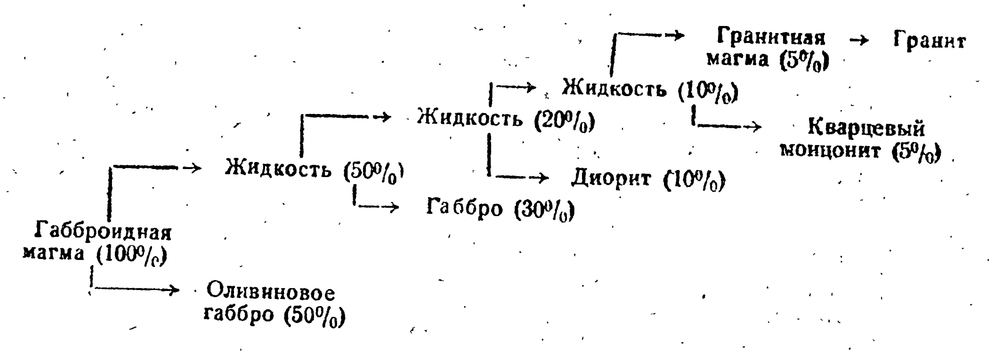
Выделившись в достаточно большом количестве из базальтовой магмы, магнезиально-железистые силикаты и плагиоклазы образуют твердую сетку, в пустотах которой находятся жидкие остатки кристаллизации. Эта жидкость может выжиматься вследствие сокращения объема твердой сетки под влиянием давления (горообразующего или иного). Существование такого жидкого, обогащенного щелочами и кремнекислотой, остатка подтверждается нахождением в базальтах и диабазах микропегматита, т. е. гранитоидного вещества. При диференциации базальтовой магмы, как полагает Боуэн и его сторонники, могут образоваться путем фильтрпрессования или отжимания жидкие массы гранитной магмы, которые затем могут дать начало гранитам.

Для получения гранитных магм необходимы, однако, несравненно большие количества базальтовой магмы, чем получаемой из нее гранитоидной массы.

Отделение темноцветных минералов в магме и обеднение ими части ее может происходить и в кристаллизующейся магме, движущейся вдоль контакта с шероховатой поверхностью, которая замедляет движение выделившихся кристаллов; эти последние оказывают в свою очередь то же воздействие на соседние кристаллики, согласно Болку.

Для уяснения роли количества в процессе гравитационной (контрастной) диференциации базальтовой (габброидной) магмы Холмс (1936) составил диаграмму, которую он называет линией жидкого происхождения, т. е. процессом последовательной магматической диференциации с выделением шаг за шагом магмы систематически изменяющегося состава, от основной до все более и более кислой, при кристаллизации, дающей определенные типы магматических пород (см. диаграмму на стр. 200).

Эта диаграмма показывает, что для того, чтобы из габброидной магмы могла быть получена жидкость гранитоидного состава, необходимо, чтобы она дала ранее этого 95% твердых продуктов кристаллизации или горных пород.



К пересчетам и диаграммам такого рода необходимо относиться с большой осторожностью. Как показали исследования Е. А. Кузнецова (1941) и результаты его пересчетов, из базальтовой магмы при кристаллизационной диференциации ее должно получиться до 38% остаточного расплава, по составу близкого к гранитному; тем самым, по его мнению, можно объяснить генезис всех магматических пород Н.-Тагильского района от ультраосновных до гранитных, — путем кристаллизационной диференциации базальтовой магмы.

В природе часто встречается ассоциация глубинных пород — гранит + габбро; при этом граниты образуют крупнейшие массивы. Поэтому Гатч и Уэльс предполагают, что гранитные и габброидные магмы существовали как сопряженные. Другое мнение — что имеется две независимые друг от друга магмы: базальтовая и гранитная.

Обращает на себя внимание то, что базальты приурочены главным образом к областям больших понижений земной коры (океанические впадины), где наряду с базальтами нормальными имеются также и содержащие нефелин. Граниты с липаритами приурочены исключительно к континентальным областям.

Эскола в своей работе о гранитах и их генезисе приходит к выводам (1932) относительно того, что гранитные магмы могут возникать благодаря двум процессам: 1) выпотевание жидкого остатка из отчасти уже застывшей, кристаллизированной магмы состава симы во время периодов орогена, 2) плавлению или выборочному переплавлению в основании континентальных блоков, связанному с движением земли, — способствующим выжиманию низкоплавких силикатных расплавов, обогащенных щелочами, которые идут затем на образование гранитных магм. Такого рода повторное плавление носит характер диференциального палингенеза, под которым финляндский петрограф Седергольм понимал вообще переплавление ранее существовавших осадочных или магматических пород на больших глубинах земной коры, где температура была достаточно высока для этого.

Ассимиляция. Большую роль в процессе образования ряда магматических горных пород играет ассимиляция, что, помимо других, отметил в своих трудах Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Идею ассимиляции развивали также французские петрографы, а из американских — главным образом Дэли. Однако многие петрографы выражали сомнение в возможной правильности такого объяснения и только в последние годы снова большое число петрографов на основании нового фактического материала подтвердили правильность взглядов и построений Левинсона-Лессинга в отношении ассимиляции и большой роли ее в образования ряда типов горных пород. Основание учения об ассимиляции, как причине разнообразия магматических горных пород, лежит в том,

что гранитная и другие магмы во время интрузий захватывают обломки (ксенолиты) осадочных и других пород, переплавляют и растворяют их.

Под влиянием появления новых веществ в магме часто происходят вызванная этими посторонними примесями диффузия и дополнительная диференциация, обусловленные присутствием постороннего тела или тел.

Сама ассимиляция селективная — выборочная. Как показал Боуэн, магма ассимилирует легче те материалы, которые ею еще не были выделены во время кристаллизационной диференциации. В результате ассимиляции габброидной магмой глинистых сланцев образуются кордиеритовые нориты.

Термин «ассимиляция» в настоящее время часто заменяется термином **контаминация**, т. е. загрязнение.

Так говорят о контаминации норитов и диоритов, о контаминированных фациях гранитов, содержащих гранат, кордиерит и т. д.; такого рода породы пользуются широким распространением.

Одновременно с изменением гранитов, габбро и других пород путем контаминации сами ксенолиты также претерпевают значительные изменения. Так, карбонатные породы, попадая в гранитные магмы или же находясь в контакте с ними, преобразуются в силикатные породы с новообразованием ряда новых минералов, в том числе волластонита, диопсида, скаполитов и др.

Нефелиновые магмы, проникая в песчаники, дают своеобразные сиенитизированные песчаники с постепенными переходами от нефелиновых магматических пород до неизмененных песчаников (Турий мыс на Кольском полуострове, по данным Д. С. Белянкина).

Местами в контакте с известняками гранитные магмы, ассимилируя их, подвергаются десиликации, дают начало нефелиновым сиенитам и близким к ним не насыщенным кремнекислотой породам (о. Ально, в Швеции, Ботогольское месторождение нефелиновых сиенитов и графита в Саянах и многие другие места).

Изучая процессы десиликации гранитных магм в контакте с известняками в Южной Африке, Шенд констатировал постепенное увеличение количества нефелина и силикатов, содержащих кальций по мере приближения к большому ксенолиту известняка, погруженному в граните и окруженному нефелиновым сиенитом. Однако такие случаи редки; в контакте с известняками гранитная, как и габброидная, магма обычно не дает ни нефелина, ни щелочных пород.

В таких контактах гранитные магмы то не изменяются вовсе, то переходят в лейкократовые породы или (в Пиренеях), по данным Лакруа, изменяются по мере приближения к известняковому контакту через диориты, габбро до пироксенитов и перидотитов.

Во время интрузии гранитной магмы в глинистые породы и различного рода образованные из них сланцы и ассимиляции их иногда получаются породы типа монцонитов, кварц-диоритов, причем можно видеть всевозможные переходы от магматических пород к осадочным.

Гибридные породы. При смешении двух магм, в крайних случаях кислой и основной, могут получаться смешанные магмы и так называемые **гибридные породы**. Смешения могут происходить между гранитными и габброидными магмами, между габброидными и перидотитовыми, гранитными и перидотитовыми и т. д.

Взаимодействие магмы с другими породами, ведущее к образованию гибридных пород, может быть разнообразным. **Нормальным гибридизмом** называется тот его случай, когда основная порода подвергается действию более кислой магмы; этот случай гибридизма наиболее распространенный. Обратный гибридизм наблюдается тогда, когда основная магма действует на более кислые породы.

Можно выделять, кроме того, *ксеногибридизм* или контаминацию магмы, когда магма захватывает и ассимилирует осадочные породы (кварцевые, кремнистые, глинистые или карбонатные).

Признаки гибридизма разнообразны, в частности — ненормально высокое содержание в породе роговой обманки, слишком кислый для нее плагиоклаз, обилие апатита, иногда пойкилитовые прорастания и т. д.

Первичная магма. Вопрос первичной магмы далек от разрешения. Некоторые петрографы полагают, что существуют две главные магмы, *первичные магмы гранитная и базальтовая*, имеющие различный генезис.

К числу сторонников этой гипотезы относится Ф. Ю. Левинсон-Лессинг.

Боуэн и ряд других исследователей первичной магмой считают только базальтовую, а гранитную — производной этой магмы.

Ряд петрографов полагает, что базальтовая магма первичная, гранитная — вторичная как результат переплавления горных пород в геосинклиналях под влиянием воздействия высоких температур, связанных с поднятием базальтовых магм.

В последнее время высказываются мнения о существовании трех магм: *перидотитовой, базальтовой* и *гранитной*. Каждый из защищающих ту или иную гипотезу первичной магмы исходит из теоретических построений, которые при современном состоянии наших знаний не обладают достаточным фактическим основанием.

Подводя итоги широко распространенным в настоящее время разнообразным идеям о происхождении изверженных пород, можно сделать вывод, что основное расхождение относится к генезису первичной магмы. Одни исследователи признают существование двух первичных магм: базальтовой и гранитной; другие говорят о единой магме — базальтовой.

Результаты геологических, петрографических, а в последнее время также и экспериментальных исследований приводят ряд геологов и петрографов к точке зрения Боуэна относительно того, что родоначальная магма — базальтовая и изверженные породы получаются из нее путем кристаллизационной диференциации как основного фактора генезиса изверженных горных пород.

Действительно, кристаллизационная диференциация базальтовой магмы в общем удовлетворительно разрешает вопрос о возможности образования из нее как ультраосновных, так и основных, средних и даже частично кислых магматических пород — глубинных и излившихся. Если исходить из того, что базальтовая магма образует вокруг земного шара оболочку мощностью 40—60 *км*, подстилаемую мощным перидотитовым основанием, т. е. имеет огромный объем, то для объяснения происхождения ряда изверженных пород эта гипотеза приемлема.

Однако слабыми местами этой гипотезы являются:

1) недоказанность существования такой оболочки (указания В. Н. Лодочникова и др.);

2) малое содержание щелочей в базальтовой магме, вследствие чего в базальтовой оболочке может не хватить составных частей для образования огромных масс гранитной магмы, дающей начало гранитам, гранодиоритам и другим кислым породам, образующим огромных размеров интрузии и связанные с ними мигматиты.

Можно согласиться с тем, что генезис ряда пород, в особенности ультраосновных, основных и части средних, кристаллизационная диференциация базальтовой магмы разрешает более или менее удовлетворительно и в то же время может объяснить происхождение небольших масс также и кислых пород. Однако для генезиса огромных масс

кислых магм и связанных с ними кислых пород, мигматитов и т. п., теория кристаллизационной диференциации базальтовой магмы как источника кислых магм не может быть полностью принята.

Поэтому возникли другие теории — либо полного (палингенетического, согласно Седергольму), либо частичного (выборочного, согласно Эскола) плавления.

Устанавливается существование оболочки «сиал» (Si—Al) предположительной мощности около 40 *км*. Она отсутствует лишь в областях глубоких океанов. В состав этой оболочки входят наряду с осадочными породами также разнообразные кислые, по преимуществу изверженные породы (граниты, гранодиориты и др.), и продукты воздействия их магм на все другие породы вплоть до ультраосновных с преобразованием их в мигматиты, близкие по составу к гранитам.

В то же время среди наиболее древних, докембрийских, пород наблюдается огромное развитие гранитов и близких к ним пород, как и мигматитов. Это наблюдается не только в области докембрийских щитов (Кольского полуострова, Фенноскандии, Украины, Южно-Енисейского кряжа и др.), но и во всех достаточно глубоких разрезах, и в достаточно глубоких буровых скважинах — например, они обнаружены между Украинским кристаллическим массивом и уральскими областями развития кристаллического докембрия (г. Москвы, окр. г. Куйбышева и др).

Другими словами — проявление гранитной магмы носит региональный характер.

Предполагают, что эта сиаловая оболочка, например в Финляндии, достигает 40 *км*, под ней следует базальтовая оболочка; в других местах сиаловая оболочка может быть и тоньше.

Так как базальтовая оболочка не может дать требуемых количеств гранитных расплавов в вышележащую сиаловую оболочку, возникает идея о поровой жидкости, получающейся при выборочном плавлении (т. е. о жидкости, заполняющей поры), которая может образоваться из компонентов сиаловой оболочки, представленной в значительной своей части древнейшими осадочными породами, преимущественно глинистыми, часто содержащими значительные количества щелочей (K_2O и Na_2O).

В этом комплексе разнообразных пород при достаточно высоких температурах могут образоваться первые расплавы из наиболее легкоплавких продуктов, представленных гранитным материалом, обогащенных K_2O, Na_2O, Al_2O_3, SiO_2 в присутствии воды. Такие же продукты естественно могут получиться и при достаточно сильном прогревании и осадочных пород. Тем самым возникают легкоподвижные палингенетические расплавы, аналогичные по составу и другим свойствам тем расплавам, которые получаются из проблематической ювенильной гранитной магмы.

Таким образом, палингенетический расплав аналогичен ювенильному гранитному расплаву и оба понятия сливаются в одно — в гранитную магму; эта магма образуется совершенно независимо от базальтовой, но может смешиваться с базальтовой магмой путем взаимных интрузий, ассимиляций в жидком и твердом виде и т. д.

Высокие температуры в глубинных частях сиаловой оболочки вызывают развитие этого типа гранитной магмы, обладающей характером флюида, орогенические процессы выжимают ее из пор и совместно с летучими компонентами способствуют ее поднятию вверх.

Дальнейший ход воздействия на породы, через которые флюидная магма передвигается, может быть различен.

1. Гранитная магма поднимается вверх, прорывая вышележащие слои, и затем застывает среди них в виде гранитных или иных интрузивных массивов с образованием секущих контактов.

Такого рода интрузии сопровождаются различного рода инъекциями, с образованием типичных инъекционных мигматитов. Как конечные результаты при застывании образуются интрузивные граниты в большей или меньшей степени гибридизированные.

2. Гранитная магма и дающие ей начало гранитные флюиды поднимаются вверх, пропитывая встречающиеся на пути горные породы, замещая их привносимыми продуктами. Следовательно, процесс поднятия этих флюидных компонентов сопровождается метасоматозом. В конечном итоге могут получиться метасоматические мигматиты, и затем, когда следы первичных структур почти совершенно исчезают, — метасоматические граниты, со следами в них коррозионных и других метасоматических структур. Одновременно с образованием этим путем кислых магм и их передвижением по горным породам и через них происходят также выщелачивание, перемещение, а затем концентрация металлов и образование рудных месторождений тем же путем, как это следует и из других гипотез генезиса гранитной магмы.

Характерно то, что в результате выборочного плавления получаются в общем определенного состава высокотемпературные легкоподвижные расплавы, дальнейшее развитие которых при взаимодействии их с окружающими породами и при дальнейшем охлаждении подчиняется законам химических равновесий расплавов, т. е. общим законам физической химии.

VII. ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

До недавнего времени петрографы обращали основное внимание на изучение магматических и метаморфических пород и в этой области достигли крупных успехов. Совершенно иное имеет место в отношении пород осадочных. Им в большинстве случаев уделяли место почти исключительно геологи-стратиграфы, обращавшие сравнительно мало внимания на вопросы вещественного состава — минералогического и химического — осадочных горных пород; изучались главным образом геологические условия образования этих пород. В результате получилось, что петрография осадочных пород до настоящего времени изучена очень слабо и наука о них находится в стадии начального развития. Большое значение в деле развития осадочной петрографии, связанной с изучением геологического строения СССР, имели работы А. Д. Архангельского, в деле проработки вопросов корреляции — работы В. П. Батурина, Авдусина и др. Работы Архангельского положили начало изучению осадочных пород не только с точки зрения геологической, но и с точки зрения выявления физико-химических процессов, с которыми связаны генезис и преобразование этих пород; по тому же пути пошли Е. В. Рожкова со своей школой, Л. В. Пустовалов и др.

Осадочные породы имеют исключительный интерес в связи с их крупным геолого-стратиграфическим значением. При детальном изучении этих пород выявляются те процессы, которые происходили в прежние времена, а точное знание их минералогического состава оказывает огромную помощь в деле корреляции, т. е. параллелизации осадочных пород, и решении вопросов стратиграфического характера, а также генезиса осадков. Не меньшее значение оно имеет также для геолога-петрографа, изучающего магматические и метаморфические породы, так как точное знание вещественного состава осадочных пород облег-

чает разрешение вопросов контаминации магм и изменения ее состава; не меньшее значение изучение петрографии осадочных пород и изучение их вещественного состава имеет в деле разрешения вопроса метаморфизма горных пород, в большинстве образовавшихся из тех или иных осадочных пород путем глубокого их изменения или смешения их с магмой.

Велико значение знания минералогического и химического состава осадочных пород, структуры, условий образований их для изучающих специальную петрографию месторождений полезных ископаемых, где имеют крупное значение процессы не только образования, но и преобразования осадочных пород при низких и высоких температурах; велико его значение и для минералога, изучающего минералы и их генезис. Основное значение изучение петрографии осадочных пород как с геологической, так и с петрографической, в широком смысле слова, точек зрения имеет для гидрогеологии, а также в ряде случаев и для геофизики и, наконец, в области технологии осадочных пород как минерального сырья.

В учении об осадочных породах можно выделить два направления исследования и использования изученного материала.

1. Литологию — или изучение геологического характера осадочных пород, их генезиса, исходящее по преимуществу из геологических предпосылок и ориентировочного изучения минералов, как помогающее разрешению вопросов корреляции; это направление охватывает также и вопросы, связанные с изучением остатков организмов, входящих в состав осадочных пород, с методами определения микроорганизмов в первую очередь как неотъемлемой части изучения осадочных пород с геологической точки зрения.

2. Петрографию осадочных пород, охватывающую изучение, кроме геологического характера и условий образования осадочных пород, также, в особенности, изучение вещественного состава осадочных пород с выявлением их минералогического состава методами не только петрографическими и микропетрографическими, но и термическими, рентгенометрическими, химическими; устанавливается на основе этих данных генезис осадочных пород и пути их образования и преобразования.

В части литологии изучающий осадочные породы применяет методику наряду с петрографической также и геологическую, в области петрографии более широко используются наряду с геологическими методами те же методы, которые используются при изучении магматических и метаморфических пород с целью разрешения вопросов вещественного состава осадочных пород.

При изучении осадочных пород большое значение имеет то, что они часто, в отличие от магматических и метаморфических, состоят из мельчайших частичек, состав которых распознается большей частью лишь при применении методов иммерсионного и термического, в ряде случаев также и рентгенометрического анализов. Иммерсионный метод широко применяется исследователями осадочных пород, чаще, чем при изучении магматических и метаморфических пород.

1. ГЕНЕЗИС ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Осадочные породы образуются при условиях низких температур и низкого давления, характерных для поверхности земли, главным образом под влиянием экзогенных процессов. Первоисточником материала, идущего на образование осадочных пород, являются магматические и метаморфические породы, в ряде случаев также и осадочные, а также те вещества, которые концентрируют растительные и животные орга-

низмы, населяющие водные бассейны, реже живущие на поверхности земли.

Тотчас после своего образования осадочные породы начинают преобразовываться, так как через них, по существу, непрерывно передвигаются в том или ином виде растворы — вплоть до капиллярных и субкапиллярных (пленочных); идет процесс диагенеза, ведущий к изменению и перекристаллизации отдельных минералов, например карбонатов или гипса, к процессам гидратации ряда минералов кристаллических пород и замены их другими, более устойчивыми при низких температурах, окремнения за счет SiO_2, освобождающейся при процессе разложения силикатов и т. д. Передвижки составных частей осадочных пород ведут часто к цементации первоначально рыхлых пород. Иногда наблюдаются также начальные стадии перекристаллизации осадков. Преобразования того же типа осадочных пород на дне моря, начинающиеся тотчас после их отложения, называются процессами гальмиролиза.

Различные продукты разрушения разнообразных горных пород получаются в результате механического, химического, иногда органогенного выветривания их; при этом образуются: 1) остаточные почвы, 2) механические и кластические горные породы, 3) химические и органогенные осадки, т. е. происходит процесс типичной диференциации компонентов первичных пород, ведущий к образованию разнообразных осадочных пород.

Отсюда вытекает следующая классификация осадочных пород:

1. Механические осадки, остающиеся на месте или перенесенные и переотложенные теми или иными агентами (вода, ветер, лед). Они же обломочные или кластические.

2. Химические осадки, образованные из продуктов растворения выветрившихся или выщелоченных пород и осажденные чисто химическим путем.

3. Органогенные осадки, образовавшиеся благодаря жизнедеятельности организмов, либо растительных (фитогенные осадки), либо животных (зоогенные осадки).

Различные исследователи предлагали разнообразные классификации осадочных горных пород.

Наиболее приемлема следующая классификация, основанная на генезисе и вещественном составе пород:

Классификация главнейших осадочных горных пород

по В. И. Лучицкому (1946)

А. **Продукты механической диференциации — кластические (обломочные) породы.**

Разделение их по величине зерен в *мм*:

1. Псефиты. Зерна >2 *мм*.
   а) Галечники и конгломераты.
   б) Щебень и брекчии.
2. Псаммиты. Зерна 2,0—0,1 *мм*.
   а) Кварцевые пески и песчаники.
   б) Аркозовые пески и песчаники.
   в) Пески и песчаники с характерными минералами (магнетитовые, апатитовые, монацитовые, глауконитовые и т. д.).
   г) Серые вакки (граувакки).
3. Алевриты. Зерна 0,1—0,01 *мм*.
   а) Различные типы алевритов и алевролитов.
   б) Лёсс.
4. Пелиты. Зерна $<0,01$ *мм*.
   а) Каолины.

б) Глины (каолинитовые, монтмориллонитовые, монотермитовые, бентонитовые гиббситовые и т. д.).

Б. Продукты химической диференциации — химические осадки органо-и анорганогенного происхождения.

1. Аллиты. Главная составная часть — свободный Al_2O_3.

а) Латериты.
б) Бокситы.

2. Ферролиты. Главная составная часть Fe_2O_3.

а) Железные руды (ферриты).
б) Шамозиты.

3. Силиколиты. Главная составная часть — свободный SiO_2.

а) Диатомиты, трепела, спонголиты, радиоляриты.
б) Опоки.
в) Роговики, кремни, яшмы, кремневые туфы.
г) Маршаллиты.

4. Карбонатиты. Главные составные части: $CaCO_3$ и $MgCO_3$ ($FeCO_3$, $MnCO_3$).

а) Известняки, мел.
б) Доломиты.
в) Сидериты.

5. Сульфатолиты. Главные составные части: $CaSO_4$ ($MgSO_4$, Na_2SO_4).

а) Гипситит.
б) Ангидритит.

6. Галогениты. Главные составные части: NaCl, KCl.

а) Галитит (каменная соль).
б) Сильвинит.

7. Фосфатолиты. Главная составная часть P_2O_5.
Фосфориты.

8. Сульфидиты.

Пирититы и др. Главные составные части: FeS_2 и др.

9. Каустобиолиты.

а) Угли: 1) бурые; 2) каменные; 3) антрациты; 4) шунгиты.
б) Нефть и ее производные.

2. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Осадочные породы отличаются составом из минералов, наиболее устойчивых в условиях низких температур и давления; это минералы либо заново образующиеся, либо сохранившиеся минералы других пород.

Среди минералов осадочных пород можно выделить: 1) особенно сильно распространенные, 2) имеющие существенно корреляционное значение, 3) имеющие большей частью практическое значение.

а) Наиболее распространенные минералы

Кварц особенно широко распространен в механических осадках, главным образом в песках и песчаниках, в связи со своей устойчивостью. Обычно образует округлые или угловатые изометричные зерна. Нередко на кластическом кварце отлагается вторичный кварц, одинаково с ним ориентированный, со стремлением к образованию хорошо ограненных кристаллов; в некоторых карбонатных породах вырастают хорошо образованные кристаллы кварца.

Халцедон, вторичный минерал; распространен в песчаниках, кремнях, опоках, гезах; часто выполняет пустоты. Он водянопрозрачен, обычно радиально-лучистый. Иногда образует тонкие оболочки вокруг зерен кварца; волоконца его перпендикулярны к поверхности зерна.

Опал встречается реже других разновидностей кремнекислоты, входя в состав ряда организмов (спикули губок, скелеты радиолярий, панцыри диатомей и т. д.). Нередко встречается вместе с халцедоном, образуя в нем мелкие шарики. Вместе с ним входит в состав гезов, опок, в цемент некоторых песчаников (опаловых).

Минералы группы каолинита пользуются широким распространением среди глинистых пород. Определение их связано со значительными затруднениями в связи с их сильной дисперсностью.

Главную роль в глинистых породах играет каолинит, почти лишенный щелочей. Входит в состав главным образом каолинитовых глин. Более ярко поляризующий монотермит, отличающийся заметным содержанием K_2O, — основной компонент монотермитовых глин.

В ряде случаев присутствует, иногда в особенно большом количестве, монтмориллонит, близкий по составу к каолиниту; он содержит более или менее значительные количества CaO и MgO, что резко отличает его от других минералов группы каолинита. Входит в состав более широко распространенных, чем предполагали раньше, отбельных глин, таких, как флоридины, асканиты, бентониты и др. Повидимому, в ряде глин присутствуют все три типа минералов группы каолинита, возможно и большее число их.

Глауконит (табл. XXI, фиг. 1—2), характерный минерал осадочных пород, входит в состав зеленых песков, суглинков, глин, мергелей, иногда мергелистых известняков. Иногда заполняет раковинки фораминифер, канальцы спикулей губок, играет роль зеленого пигмента некоторых глин. Характерно присутствие в его составе K_2O и Fe_2O_3.

Карбонаты обычно представлены кальцитом, доломитом, иногда арагонитом, сидеритом, реже анкеритом.

Кальцит образует в известняках и других карбонатных породах неправильные зерна, редко ромбоэдры (табл. XXI, фиг. 3) различной величины; входит в состав остатков ряда брахиопод, моллюсков, кораллов, фораминифер; образует цемент песчаников. В мелу, мергелях и других карбонатных породах образует мельчайшие кокколиты, диаметром до микрона.

Доломит образует такие же зерна, как и кальцит; он чаще, чем кальцит, встречается в виде ромбоэдров, слагая ими иногда всю породу (табл. XXI, фиг. 4), часто с зонарной структурой.

Анкерит, отличающийся от кальцита содержанием до 10% FeO, сопровождается гидратами окиси железа, образующимися в результате окисления анкерита.

Сидерит также часто сопровождается продуктами своего окисления; нередко встречается в виде ромбоэдров.

Каждый из главных минералов, входящих в состав осадочных пород, имеет и практическое значение.

Кварц, в состав которого входит только SiO_2, является почти нерастворимым минералом и в течение длинных периодов времени существования кварцевого песка не корродируется; лишь иногда под влиянием отложения вторичного кварца зерна его увеличиваются вплоть до закрытия пор между ними. Этим объясняется постоянство пропускной способности кварцевых песков в отношении воды, нефти — даже в течение геологических периодов.

Большое значение для гидрогеологии имеют также капиллярные свойства кварцевых пород, от которых зависит прохождение воды через кварцевые пески и другие рыхлые осадки и образование плывунов.

При отсутствии окислов железа и других примесей кварц образует иногда совершенно чистые кварцевые пески — ценный материал для изготовления оптических стекол.

Минералы группы **каолинита**, образующие глинистое вещество, обычно находятся в тонкодисперсном состоянии, нередко с примесью дисперсных частиц других минералов (кварца, полевых шпатов и др.). Они входят в состав большого количества горных пород — глин, мергелей, мергелистых известняков и других осадочных пород. Каолинитовые минералы имеют большое значение в гидрогеологии; тонкодисперсные и резко гидрофильные их частицы обволакиваются оболочкой воды и разбухают, породы приобретают пластичность и вязкость. Благодаря тому же они становятся водоупорными. Примесь менее дисперсного кварца уменьшает затруднения продвижения воды по капиллярам; обладая меньшей гидрофильностью, песчанистые глины, суглинки пропускают воды тем больше, чем больше примесь кварцевых частиц, и становятся водопроницаемыми.

Тонкая дисперсность минералов группы каолинита способствует приданию поверхности глинистых пород значительной скользкости, что способствует оползневым процессам.

Глины различного состава обладают неодинаковыми капиллярными способностями; особенно гидрофильные бентонитовые глины распадаются в мелкий порошок.

Для петрографии метаморфических пород большое значение имеет то, что глины, образованные различными минералами группы каолинита, могут давать метаморфические породы разного состава от чисто глиноземистых до обогащенных K_2O или CaO и MgO без привноса этих окислов.

Для керамики важна способность отдельных глинистых агрегатов в зависимости от того или другого минерала группы каолинита спекаться и затем давать камнеподобную массу в обожженном виде. В зависимости от характера минерала группы каолинита, эти свойства проявляются различно, как и избирательные свойства абсорбции тех же минералов, в первую очередь монтмориллонита; огнеупорность их достигает 1760° и выше.

Для **карбонатов** характерны две особенности: 1) сравнительно легкая растворимость в воде, в особенности в присутствии свободной CO_2 и других кислот, 2) легкое удаление CO_2 при нагревании. Характерны также капиллярные свойства их.

Большое значение для гидрогеологии имеет легкая растворимость карбонатов, ведущая к образованию карста и уменьшение растворимости их в связи с примесью к ним нерастворимых резко гидрофильных дисперсных глинистых частиц. Способность к карстированию уменьшается в следующем порядке: известняки ракушечные — известняки мелкозернистые — известняки плотные — известняки глинистые — мергели. Большое значение имеет первичная пористость карбонатных пород, повышающая их растворимость.

Для метаморфизма большое значение имеет способность карбонатов при высокой температуре терять CO_2 и давать активную CaO, легко дающую новые соединения с другими окислами, в первую очередь с SiO_2.

б) Минералы корреляционного значения

Эти минералы характерны для различных первичных пород; в то же время они противостоят химическим и физическим взаимодействиям при переносе. В магматических и метаморфических породах они могут присутствовать и в небольшом количестве, оставаясь все же для них характерными. Присутствуя в осадочных горных породах,

они приобретают значение корреляционных. К числу таких минералов относятся следующие как главнейшие:

1) минералы преимущественно первичных магматических пород: гиперстен, касситерит, монацит, топаз, циркон;

2) минералы преимущественно метаморфических пород: андалузит, везувиан, гранаты, графит, дистен, дюмортиерит, кордиерит, корунд, ставролит;

3) минералы, присутствующие как в магматических, так и в метаморфических породах: авгит, актинолит, анатаз, апатит, биотит, диопсид, мусковит, полевые шпаты, роговая обманка, титанит, турмалин, шпинель, флюорит, эпидот.

Обычно они при разделении минералов по фракциям находятся в тяжелой фракции благодаря своему большому удельному весу.

При разрешении вопроса о первичном генезисе тех или иных минералов важное значение имеет парагенез их в осадочных породах; так, парагенез ставролит — дистен — гранат говорит в пользу генезиса их из метаморфических пород — ставролитовых или дистеновых сланцев.

в) Минералы, имеющие по преимуществу практическое значение

Из числа окислов особенно большое практическое значение имеют среди осадочных пород гидраты окиси железа и глинозема.

Гидраты окиси железа представлены минералами — гидрогематитом (турьитом) $2F_2O_3 \cdot H_2O$ с 5 33% H_2O, гетитом и лепидокрокитом. $Fe_2O_3 \cdot H_2O$ с 10,1% H_2O, гидрогетитом $3Fe_2O_3 \cdot 4H_2O$, лимонитом, $2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$ с 14,5% H_2O. Все эти разности с разным содержанием воды присутствуют в составе осадочных пород главным образом в коллоидальном состоянии; под микроскопом при больших увеличениях в них различаются агрегаты мелких шариковидных образований около 0,003 *мм* в поперечнике; эти микроноглобулиты часто скапливаются в пизолиты, диаметром 1—5 *мм* и более в поперечнике; нередко пизолиты образуют агрегаты в крупных массах, давая часто крупнейшие железорудные месторождения. Реже Fe_2O_3 представлен в виде гематита или в соединении с FeO в виде магнетита.

Al_2O_3 представлен всегда гидратами, частью моногидратами; $Al_2O_3 . H_2O$ — диаспором или бемитом, частью тригидратом; $Al_2O_3 . 3H_2O$ — гиббситом (гидраргиллитом); из этих образований диаспор и бемит обычно ясно кристаллические, причем диаспор иногда крупнокристаллический, в то время как гиббсит выпадает сперва в тонкодисперсном состоянии, обычно в смеси с коллоидальными гидратами окиси железа, окрашивающими его в красные и красно-бурые цвета, частью в большей или меньшей степени окристаллизованный и тогда иногда (в бокситах) обезжелезненный и белый или (в шлифе) бесцветный. В мезозойских отложениях он накапливается в крупных массах, иногда огромных (Северный Урал, Румыния, Венгрия, Франция и др.), образуя крупнейшие месторождения бокситов.

Fe_2O_3 совместно с Al_2O_3, H_2O и другими окислами, в их числе MgO и SiO_2, входят в состав накапливающегося иногда в крупных массах шамозита, часто тонкочешуйчатого; шамозит дает местами начало крупным железорудным месторождениям.

Фосфаты, входя в состав цемента, образуют радиально-лучистые оболочки вокруг кластических зерен (главным образом кварца). Образуют фосфориты, иногда состоящие сплошь из апатита или подолита (шарообразные конкреции в Подолии), путем замещения карбона-

тов в скелетных частях различных организмов (кости и зубы позвоночных); фосфориты скопляются в виде копролитов, присутствуют иногда в песках, глинистых и карбонатных породах в виде мелких зернышек.

Распространение фосфоритов представляет интерес геологический, как показатель резко выраженного отсутствия устойчивости морской среды в связи с изменениями течений, встреч морских течений разных температур. Пользуются широким распространением среди юрских, меловых и нижнетретичных отложений Европейской части СССР, реже в карбоне и силуре Подолии.

Из **сульфатов** наибольшее значение имеет гипс и ангидрит.

Гипс встречается большей частью в виде самостоятельных зернистых масс, иногда пластинчатыми и чешуйчатыми агрегатами, реже волокнистыми; изредка цементирует песчаники; встречается среди глинистых и мергелистых пород, где образует крупные кристаллы; сопровождает разрушающиеся стяжения пирита и марказита. Является показателем сухого климата.

Ангидрит образует такие же зернистые породы, как и гипс; зерна лишены спайности гипса; отличается большей твердостью, отсутствием выделения воды при нагревании. Ангидрит часто замещается гипсом при значительном увеличении объема с образованием плойчатых структур.

Как ангидрит, так и гипс имеют большое гидрогеологическое значение как легко растворяющиеся и дающие начало карстовым явлениям. Примесь глинистых частиц, в зависимости от большего или меньшего количества их, задерживает развитие карста. С гипсом местами связано образование самородной серы.

Целестин, **барит**, **мирабилит** и другие сульфаты почти не имеют петрографического значения; примешаны в небольших количествах, в частности к глинистым и мергелистым породам, большей частью в виде отдельных кристалликов и зерен сингенетического происхождения.

Галоидные соли представлены главным образом **каменной солью** (**галитом**), реже — **сильвином** в парагенезе с **карналлитом**, **каинитом**, **полигалитом** и многочисленными аналогичными другими минералами, почти исключительно концентрирующимися в верхних частях соляных залежей. В геологическом отношении галоиды имеют большое значение, указывая на существование во время их образования сухого жаркого климата. Практическое значение огромно. Часто сопровождают нефть.

г) Породообразующие организмы

Организмы часто выделяют во время своего существования твердые скелетные части, раковины, различного рода панцыри и т. д. Там, где происходит вымирание живущих в данных местах организмов, с течением времени могут накопиться настолько значительные количества твердых частей их, что они могут образовать горные породы органогенного происхождения. В зависимости от минерального состава остатков этих организмов могут образовываться **карбонатные породы** (результат жизнедеятельности моллюсков, брахиопод, фораминифер, кораллов, мшанок, водорослей и т. д.). В значительно меньших количествах накапливаются скелетные части, образованные SiO_2; роль организмов, накапливающих их, играют радиолярии, диатомовые водоросли, губки и др. Литологическое значение организмов чрезвычайно велико; огромные массы осадочных пород, играющие, правда, значительно меньшую роль, чем глинистые, образованы остатками организмов.

Твердые остатки организмов, отличающиеся по составу от среды, в которой они находятся, могут вызывать ряд новых реакций в ней, сопровождающихся прежде всего цементацией осадков.

Большое значение имеют органогенные остатки, как концентрат, иногда в больших, частью огромных количествах, таких элементов, как Ca, Mg, Fe, Mn, Si, P, а также и редких: Sr, Ba, V, Ti, U, Ra и др.; в условиях контактового метаморфизма часть их может сконцентрироваться и приобрести крупное практическое значение.

В особенно больших количествах остатки организмов содержат $CaCO_3$ (кальцит или арагонит) с различными относительными количествами $MgCO_3$ (в водорослях его до 17%, в фораминиферах до 27%), часто также P_2O_5 в виде фосфата; в раковинах некоторых брахиопод присутствует до 74 и даже до 92% его.

д) Остатки животных организмов

Foraminiferae — **фораминиферы** (табл. XXII, фиг. 1, 2). В состав ряда осадочных пород как главная составная часть входят раковинки фораминифер, состоящие обычно из кальцита; часто присутствует примесь $MgCO_3$ в количестве до 27% и SiO_2 — до 10—16%; иногда эти примеси отсутствуют. Фораминиферы характерны в одних случаях для глубоководных, в других — для мелководных бассейнов могут быть и донными и пелагическими; всегда они космополитичны; некоторые виды могут жить на крайне разнообразных глубинах — от 9 до 5715 *м*.

Фораминиферы присутствуют в горных породах, обладающих огромной мощностью и прослеживаемых на значительных расстояниях (нуммулитовые известняки, мел, фузулиновые известняки и т. д.) и образовавшихся в различные времена геологической жизни земли.

Наиболее характерные из фораминифер — фузулиниды, орбитолитиды, миллиолиды, лагениды, текстуллариды, роталиды, глобигериниды, нуммулитиды; имеются как крупные формы (большей частью мелководные) — фузулины, нуммулиты, легко различимые простым глазом, так и мелкие (часто глубоководные) — глобигерины и др.

Radiolariae — **радиолярии** (табл. XXII, фиг. 3) — также одноклеточные, как и фораминиферы, обладают кремневым скелетом (**опаловым**) с чрезвычайно своеобразными и разнообразными формами, различимыми под микроскопом, с многочисленными острыми выступами и дырочками, придающими скелету характер тончайшей сетки. Образуют глубоководные кремнистые отложения, начиная от верхов докембрия и до настоящего времени, иногда и мелководные; особенно часты в кремнистых породах палеозойского времени. Они то пелагические, то бентальные; некоторые виды радиолярий эврибатиальны — найдены как у поверхности моря, так и на глубине 8185 *м*.

Spongiae — **губки** — разделяются на играющие главную роль — кремневые с опаловым скелетом, и второстепенную — известковые с карбонатным скелетом.

Кремневые губки отличаются крайне разнообразной формой своих игол, на которой основана классификация губок, играющих крупную роль как породообразующие организмы; встречаются на глубинах как 90 *м*, так и больших, чем 1830 *м*.

Каналец спикулей иногда заполнен глауконитом. Спикули губок встречаются начиная с докембрия (Бретань).

Некоторые породы, спонголиты, сплошь образованы спикулями губок. Опал спикулей сравнительно легко растворяется и переотлагается в виде халцедона и шариков опала, переполняющих гезы. SiO_2 их часто идет на образование кремней, цемента песчаников, окремнение известняков и других пород (табл. XXIII, фиг. 1).

Coelenterata — кишечнополостные. Скелет альционарий состоит главным образом из $CaCO_3$ с примесью как $MgCO_3$ (6,18—15,79%), так и фосфорнокислой извести (следы и до 13,35%).

Представлены спикулями, как и губки, но спикули их отличаются отсутствием внутреннего канала, волокнистым радиально-лучистым строением; угасание параллельно длине спикулей; в поперечном разрезе виден черный крест. Встречаются начиная от силура. Как породообразующие играют второстепенную роль.

Zoantharia u. Tabulata — кораллы. Большинство современных и ископаемых кораллов принадлежит к Zoantharia. Скелет всегда образован арагонитом, обычно полностью перекристаллизованным в зернистый кальцит с сохранением как внешней формы, так и структуры.

Одиночные кораллы живут на различных глубинах и в самых разнообразных фациальных условиях; колониальные развиваются в мелком море, частью образуя плоские банки, достигая глубин 200—400 *м*, иногда до 1800 *м*, но тогда не образуют настоящих рифов; распространение рифообразующих кораллов ограничено глубиной всего в 50 *м*; встречаются только в тропических морях, образуя огромных размеров рифы в областях опускания дна океанов и морей; образуют иногда сплошные коралловые известняки.

Скелет строматопорид с системой днищ, соединенных перекладинами с губчатым строением, кальцитовый. Видную роль они играют как породообразующие организмы в палеозое.

Echinodermata — иглокожие. В состав скелета иглокожих обычно входит преобладающий $CaCO_3$ в виде кальцита с примесью $MgCO_3$ до 14% и фосфорнокислого кальция от следов до 1,1%; скелетная часть их образует очень тонкую сетку, часто радиального строения, пустоты которой в ископаемых формах заполняются зернистым агрегатом кальцита, что и сохраняет их от раздробления.

В качестве породообразующих выделяются криноидеи (морские лилии), которые узнаются по членикам с осевым каналом.

Криноидеи — жители больших глубин от 100 до 300 *м*, иногда и на глубине до 5300 *м*. Повидимому, древние криноидеи были обитателями мелких морей.

Crustacea — ракообразные. Из ракообразных к породообразующим можно отнести трилобитов и остракод.

Скелеты трилобитов и обломки их обладают тонкой штриховкой, параллельной поверхности нарастания; пластинки их пронизаны многочисленными мелкими отверстиями. Вероятно, в состав их входил фосфорнокислый кальций. Как породообразующие организмы трилобиты имели значение только в кембрие и силуре.

Породообразующие остракоды играют роль среди палеозойских, юрских и третичных отложений. Раковинки их простым глазом узнаются по миндалевидным очертаниям. Современные остракоды живут как в пресных, так и в соленых водах, обычно в мелкой, спокойной воде.

Bryozoa — мшанки (табл. XXIII, фиг. 2) играют сравнительно крупную роль породообразующих организмов, начиная с палеозоя; их скелет состоит главным образом из арагонита с примесью небольшого количества $MgCO_3$ (0,1—4,6%).

Скелетные части их образованы тончайшими известковыми пластинками с тонковолокнистой структурой; имеются ячейки, вокруг которых волоконца располагаются радиально-лучисто. Между ячейками располагаются характерные темные или светлые осевые линии кальцита. В отличие от кораллов, в ячейках отсутствуют днища и радиальные перегородки. Большая часть мшанок живет на глубине 90—190 *м*, крайне редко — до 1800 *м*. Мшанки нередко образуют мшанковые рифы.

Brachiopoda — плеченогие (табл. XXIII, фиг. 3). Из брахиопод главное породообразующее значение имеют Articulata; для них характерно содержание до 74—92% фосфорнокислого кальция и до 3—4% $MgCO_3$. Строение часто прекрасно сохраняется, хотя бы возраст их был палеозойским. Внутренний слой ископаемых раковин состоит из очень тонких волоконец кальцита, переплетающихся друг с другом — он отсутствует у пелеципод, кораллов и мшанок. Самостоятельных пород не образуют. Чисто морские организмы, брахиоподы живут на глубинах, превышающих 200—300 *м*. В палеозое, повидимому, брахиоподы жили на меньших глубинах; колебания глубины, на которой живут некоторые роды брахиопод, например Terebratulina, от 10 до 2300 *м*.

Pelecipoda — пластинчатожаберные. Раковины пелеципод состоят в одних случаях из кальцита, в других — из арагонита или из обоих минералов одновременно. Содержание $MgCO_3$ достигает 1%, фосфорнокислого кальция — 1,2%.

Характерно присутствие двух слоев, из них наружный призматический, внутренний — пластинчатый (перламутровый). Характерно развит призматический слой у Inoceramus, Pinna, Avicula, Ostrea, Unio и ряда других с образованием почти геометрически правильных призм или столбиков кальцита, расположенных перпендикулярно к поверхности раковины. В поперечном разрезе получается фигура как бы торцовой мостовой. Призмочки могут встречаться рассеянными в слое.

У других форм (рудистов) — сплошные призмы замещаются как бы вставленными одна в другую коробочками с кристаллическими зернышками кальцита. Внутри у ряда форм пелеципод правильность призм теряется и они исчезают вовсе (Chama, Cardita), остаются неправильно переплетающиеся пучки значительной прочности.

Не менее разнообразен внутренний пластинчатый слой; в нем ряды тонких пластинок располагаются параллельно поверхности раковины; в других случаях имеются две системы, взаимно пересекающиеся под различными углами пластинок, образующих повышения и прогибы; наконец, это переплетение часто прерывается еще более грубыми параллельными слоями нарастания.

Пелециподы приурочены к крайне разнообразным глубинам; одни из них живут на глубинах 2—60 *м*, другие достигают глубины 5300 *м*. Характерна для пелеципод область ламинарий в мелком море.

Мощные накопления пелеципод, как породообразующих организмов, наблюдаются в пермское время (пелециподовые известняки); наиболее широко распространены пелециподовые (ракушечные) известняки в меловое и третичное время вплоть до верхнетретичного.

Gastropoda — брюхоногие (табл. XXIV, фиг. 1). Раковины гастропод образованы арагонитом, перекристаллизованным в кальцит. С уверенностью отличить гастроподы от пелеципод возможно только в том случае, когда в их обломках присутствуют три слоя или же, наоборот, виден типичный для пелеципод призматический слой.

Гастроподы — жители суши, главным образом пресных и морских вод, большей частью мелкого моря; иногда опускаются в абиссальные глубины.

Принимают участие в построении большого числа пород совместно с другими организмами.

Cephalopoda — головоногие. Наиболее интересны как породообразующие организмы наутилоидеи и аммониты, раковины которых состояли из арагонита. В раковинах их наружный слой фарфоровидный, внутренний, более толстый, — перламутровый. Характерна, в отли-

чие от других моллюсков, тончайшая правильная горизонтальная и вертикальная штриховка. Наружный слой состоит также и из мелких клеточек. У аммонитов при аналогичной структуре наружный слой представлен короткими призмочками.

Наутилус в настоящее время обитает на глубинах от 100 до 200 *м*, возможно и больших. Образ жизни аммонитов неясен.

Позвоночные. Отличительным признаком костей и зубов позвоночных являются гаверсовые каналы с радиально-лучисто расходящимися от них полосками. Вещество, из которого построены эти остатки, изотропно или сила двупреломления его близка к апатиту.

е) Растительные остатки

Среди растительных остатков возможно различать три основных типа их: 1) остатки известковистые, 2) остатки кремневые и 3) остатки углистые.

Одноклеточные водоросли. Крупную роль в процессе образования известняков играют сложные одноклеточные жгутиковые водоросли — кокколиты (табл. XXIV, фиг. 2). Строение их очень сложное, наружные части их скелета состоят из мельчайших палочек и пластиночек. Живут на глубинах около 30 *м*, в тропиках спускаются до глубин 30—100 *м*, некоторые виды до 500 *м*. Входят в состав древних отложений, иногда в огромном количестве; в мергеле Баварии (Крессенберг) в 1 $м^3$ присутствует до 800 млрд. кокколитов. Согласно А. Д. Архангельскому, в поволжских мергелях кокколиты составляют до 70% породы; по нашим определениям в мелу и меловых мергелях Киево-Харьковской артезианской мульды, также в киевском голубом мергеле кокколиты составляют главную массу известковистой части этих пород при сравнительно очень малом содержании раковинок фораминифер. Возможно, что часть кокколитов — неорганического происхождения.

Из зеленых водорослей (сифоней), также выделяющих $CaCO_3$ из морской воды, Diplopora, Giroporella образуют особенно мощные известняки в триасовых отложениях Тироля в Альпах. Узнаются по известковистому скелету из полых трубочек, пронизанных канальцами.

Из красных известовых водорослей большое породообразующее значение имеют выделяющие $CaCO_3$ кораллиновые водоросли, среди них в особенности литотамнии. Клетки их обычно преобразуются в тонкозернистый, иногда кустистый агрегат кальцита; на фоне той породы, в которой они присутствуют, они выделяются в виде белых фарфоровидных пятен, в шлифе — темновато окрашенных, полупрозрачных.

Кораллиновые водоросли мелководны, живут на глубинах 1—183 *м*; они относятся к эвритермам — живут в полярных и теплых морях. Особенного развития как породообразующие достигают в третичное, в частности в верхнетретичное время, образуя мощные слои литотамниевых известняков.

В Донецком карбоне Маслов установил присутствие мощных пластов водорослевых известняков, главная масса которых образована красными водорослями Donetzella; под микроскопом в поперечных разрезах они выглядят в виде кружков, в продольных — цилиндрических клеток, содержащих поперечные перегородки или образующие дихотомически ветвящиеся цепочки. Диаметр клеток достигает 0,15—0,45 *мм*. При перекристаллизации дают мелкозернистый кальцит.

Харовые водоросли — резко специализированные зеленые водоросли, имеют стебель толщиной всего 1—2 *мм*, достигающий

в длину нескольких метров с розетками листьев и боченковидными органами плодоношения; энергично выделяют $CaCO_3$, покрываясь его корочкой. Играют большую роль в образовании озерных мергелей.

К р е м н е в ы е в о д о р о с л и. Главными представителями кремневых водорослей являются д и а т о м е и — низшие водоросли, имеющие разнообразной формы, обычно тонко-дырчатый скелет. Створки мелки, макроскопически не различимы. Форма крайне разнообразная — овальная, круглая, цилиндровидная, трехугольная и т. д. Створки прорезаны огромным количеством тончайших пор, узорчато и разнообразно расположенных; отдельные индивидуумы образуют почковидные скопления (табл. XXIV, фиг. 3, XXV, фиг. 1).

Характерно распространение их преимущественно в холодных морях в противоположность известковым водорослям, предпочитающим моря теплые.

Современные диатомовые водоросли встречаются главным образом в солоноватых и пресных водах. Опал их легко растворяется. Диатомеи иногда образуют огромные, частью почти совершенно лишенные примесей скопления, достигающие, например, в приволжском районе (Инза, Ульяновск) мощности свыше 50 *м*.

У г л и с т ы е п о р о д о о б р а з у ю щ и е о с т а т к и. Углистые растительные остатки особенно крупную породообразующую роль играли в каменноугольное, юрское и нижнетретичное время, образовав пласты, частью сплошные, антрацитов, каменных и бурых углей. Характерно, что большую роль в ряде случаев играли при этом споры тайнобрачных растений, имеющие крупнейшее практическое значение, так как они дают начало углям, отличающимся особенно большим содержанием летучих веществ; кроме того на основании изучения этих спор удалось проводить корреляцию угольных пластов на малых и больших расстояниях. В Буреинском бассейне (ДВК) без изучения спор не удавалось точно параллелизовать пласты углей; изучение их дало возможность разгадать сложную тектонику этого бассейна.

3. СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Структура осадочных пород обусловлена формой составных частей их, текстура — их расположением.

Как структуры, так и текстуры в ряде пород можно легко различать простым глазом в связи с крупными размерами частиц, слагающих породу; в тонкозернистых и плотных осадочных породах необходимо применение микроскопа.

Различают макроструктуры и микроструктуры.

а) С т р у к т у р ы м е х а н и ч е с к и х о с а д о ч н ы х п о р о д

В зависимости от размеров зерен, слагающих осадочные породы, различают:

1) псефитовую — грубо- и крупнозернистую структуру;
2) псаммитовую или песчаную — среднезернистую;
3) пелитовую или глинистую — мелкозернистую и тонкозернистую и
4) дисперсную, не различимую без помощи микроскопа.

Классификация структур, предложенная М. С. Швецовым, не вполне выдержана, так как в ней смешаны вместе названия и пород, и структур.

Придерживаясь классификации структур Швецова, правильнее видоизменить ее следующим образом (табл. 29).

По форме зерен можно различать также ряд структур, недостаточно точно оформленных специальными терминами:

Таблица 29

Классификация осадочных структур по М. С. Швецову

Структуры	Породы	Диаметр зерен, *мм*
Псефитовая	Псефиты	Более 2,0
Грубозернистая	Псаммиты	2,0 —1,0
Крупнозернистая		1,0 —0,25
Среднезернистая		0,25—0,1
Мелкозернистая		0,1 —0,05
Тонкозернистая	Алевриты + + пелиты	0,05—0,01
Дисперсная (пелитовая)	Глины	Менее 0,01

1) угловато-зернистая — зерна минералов явно угловатые, неокатанные;

2) полуокатанно-зернистая — зерна частично окатаны;

3) окатанно-зернистая — зерна окатаны в значительной степени, но остаются матовыми;

4) полированно-зернистая — зерна не только окатаны, но и полированы;

5) корродированно-зернистая — зерна корродированы растворяющими агентами;

6) вторично регенерированно-зернистая — зерна покрыты корочками нарастания того же состава, одинаково с ними оптически ориентированного;

7) кристаллически-зернистая — зерна имеют форму кристаллов.

По относительным размерам зерен:

1) равномернозернистая — все кластические зерна главных минералов в общем одинаковых размеров;

2) разнозернистая (неравномернозернистая) — зерна различных минералов или одного и того же минерала обладают различными размерами.

б) Структуры химических осадков

Среди структур химических осадков можно различать основные типы структур.

1. По размерам зерен:

1) крупнозернистая; 2) среднезернистая; 3) мелкозернистая; 4) тонкозернистая; 5) плотная (тонкодисперсная).

2. По относительным размерам минералов:

1) равномернозернистая; 2) разнозернистая; 3) порфировидная. Последняя характеризуется тем, что отдельные кристаллы достигают особенно крупных размеров среди более мелкозернистого агрегата.

3. В зависимости от формы зерен:

1) брекчиевидная — порода состоит из обломков; 2) зернистая — зерна в общем изометричны; 3) листоватая — зерна большей частью пластинчатые или листоватые; 4) игольчатая — зерна вытянуты в одном направлении и сильно утонены; 5) волокнистая — составные части длинноволокнистые.

в) Структура органогенных осадков

Среди органогенных осадков структуры выделяются по абсолютным и относительным размерам составных частей. Швецов предлагает называть структуры по характеру организмов: пелециподовая, коралловая, криноидная, мшанковая, фузулиновая, смешанная и т. д.

Правильнее выделять структуры по сохранности или раздробленности слагающих скелетных остатков организмов; для такого рода классификации структур терминологии пока не имеется.

Различают также структуры цемента, которые рассматриваются при описании соответствующих пород далее.

Главные текстуры механических осадков следующие:

1) беспорядочная — нет никакого порядка в расположении слагающих составных частей, например в морене;

2) микрослоистая — частицы пластинчатого или листоватого минерала располагаются взаимно параллельно, например в некоторых глинистых породах частицы мелкие;

3) макрослоистая — послойно чередуется материал не вполне одинакового состава; частицы в общем крупные.

По характеру расположения слоев:

1) плоскослоистая — слои взаимно параллельны и ровны;

2) плойчатая — слои плойчато изогнуты;

3) диагонально-слоистая — падение слоев быстро сменяется в разных направлениях.

В химических осадках:

Текстуры химических осадков частью те же, что и в механических осадках; кроме того, в связи с ростом кристаллов наблюдаются текстуры:

1) параллельно волокнистая — волокна располагаются параллельно друг другу (волокнистые гипсы);

2) сферолитовая — кристаллы расположены радиально-лучисто;

3) оолитовая — составные части расположены концентрически.

К макроструктуре (текстуре) относят также слоистость, обусловленную сменой материала во время процесса отложения скорости образования осадка. Неясная первичная слоистость может быть в процессе диагенеза более резко проявлена в связи с выпадением солей на пограничных плоскостях, в результате обезвоживания, сдавливания осадка и т. д.; могут развиваться, хотя и в слабой степени, процессы образования сланцеватости, аналогичной той, которая проявляется и при метаморфических процессах. Своеобразна тонкая слоистость осадочных пород как результат приливов и отливов, также в результате годичных изменений количеств осадков. Микрослоистость выражается иногда в долях миллиметра. К числу таких текстур относится слоистость пермских отложений, ленточных отложений озер ледникового времени и др. Исчезает микрослоистость в присутствии донных илоядных организмов — моллюсков, червей и др. Первичная слоистость уничтожается в ряде случаев также механическим действием волн.

Различают первичную и вторичную слоистость (последняя обусловлена действием волн и прибоя), прямую и косую слоистость, среди последней — эоловый тип, тип потоков, речной, тип русел, речных пойм, дельтовый тип, морской тип.

В ряде случаев в породах можно наблюдать также ископаемую рябь, которая может быть эоловой, рябью течений, волновой. Встречаются также знаки струй, знаки прибоя, отпечатки

кристаллов солей, капель дождя, града, трещины высыхания, отпечатки, оставленные животными.

Конкреции представляют собой типичные текстурные особенности осадочных пород, сообщающие неоднородный состав слою данной породы; они обладают крайне разнообразными очертаниями, составом и строением; часто образуют цемент рыхлых пород (песков), приуроченный к небольшим участкам.

Конкреции могут быть:

1) сингенетические, образовавшиеся во время отложения породы (известковые, баритовые, фосфоритовые, марганцовые и др.); их мы находим и среди образующихся в настоящее время осадков;

2) эпигенетические, образовавшиеся после отложения породы, частью в результате процессов выветривания, главным образом цементации; к ним относятся конкреции мергелистые или известняковистые в мергелях, гипсовые — в глинах, кремнистые, иногда огромных размеров — в мелу; фосфоритовые, кремнистые, известковые — в песчанистых породах.

Конкреции образуются за счет выделения из воды разнообразных веществ: SiO_2, карбонатов, фосфатов, сульфатов и др., получаемых в результате тех или иных реакций (пиритовые, марказитовые, баритовые и т. д.).

Строение конкреций нередко концентрически скорлуповатое, иногда радиально-лучистое, часто зернистое (большинство конкреций); иногда внутри конкреций сохраняется пустота с кристаллами кварца, кальцита и других минералов.

Септарии — конкреции с пустотой внутри и пересекающими ее перегородками; они состоят из тех или иных минералов, образующихся при дегидратации гелей.

Швецов выделяет следующие главные типы конкреций, образовавшихся за счет:

1) коагуляции коллоидального вещества;

2) выпадения осадка как результата взаимодействия раствора вещества и окружающей породы;

3) процесса около остатка какого-либо организма;

4) деятельности низших организмов, разлагающих различные слои и дающих толчок к образованию конкреций.

Стилолиты — своеобразные текстуры: на слое известковой породы располагаются как бы шипы, прикрытые колпачками, вдающимися в вышележащие слои; в зазор проникает пленка глинистого вещества.

Сутуры или слабо-выраженные стилолиты — тонкие сильно иззубренные трещинки, пересекающие известняковые слои.

Текстура «конус в конусе» наблюдается в тонкослоистых карбонатных породах, перемежающихся с глинистыми прослойками; слоистое вещество гофрировано с образованием ряда как бы вдетых один в другой заостренных конусов с осью, перпендикулярной к общей слоеватости: иногда $CaCO_3$ замещен SiO_2.

Брекчиевидная текстура (структура) связана с присутствием в породе угловатых обломков, конгломератовидная — большей или меньшей степени округлых галек разных размеров.

Иногда получаются ложноконгломератные и ложнобрекчиевые структуры, обусловленные пятнистым характером известняков и доломитов; пятна отличаются цветом, иной твердостью, противодействием выветриванию и т. д.

При разрушении пятнистых карбонатных пород получаются ложные брекчии и ложные конгломераты.

Складчатые макроструктуры часто обусловлены действием давления льда, давления айсбергов, оползней, образованием гипса из ангидрита, оседанием осадка и т. д.

Окраска осадочных пород обусловлена минералогическим их составом, различными степенями окисления и гидратизации минералов.

Цвет связан с окраской: 1) минералов; 2) пелитовых частиц, примешанных к породе; 3) тонкой корочки, покрывающей зерна породы.

Главные минералы осадочных пород совершенно бесцветны и дают чисто белые породы (белые кварцевые пески, белые известняки, белые вторичные каолины и т. д.).

Обычно же к ним примешаны разнообразные вещества, которые придают им ту или иную окраску.

Примесь гидрата окиси железа, присутствующего хотя бы в ничтожно малых количествах, придает едва заметную желтую (кремовую) окраску, с увеличением содержания их переходящую в охристо-желтую, буроватую, бурую; обычно окраска пятнистая (пески, кварциты, каолины, глины, мергеля, известняки, химические осадки Na, K, Mg). При частичном обезвоживании гидратов окиси железа породы приобретают характерную красную окраску (некоторые красные известняки, латериты и др.).

Красные и розоватые цвета некоторых пород обусловлены присутствием мелких зерен калиевых полевых шпатов, пелитовой пыли, в состав которой входят те же пигменты.

Окраска осадочных пород окислами железа сказывается даже при минимальных количествах окиси железа — начиная от 0,5% и менее, что помогает разрешать ряд практических вопросов по использованию глин, каолинов, песков и т. д. Небольшая примесь закиси железа не вызывает явных изменений окраски, более значительная придает им зеленоватый, иногда синеватый оттенок. Зеленый оттенок до густозеленого сообщает породам глауконит, содержащий значительное количество закиси железа, также гриналиты, шамозиты, хлориты; эпидот придает желтовато-зеленую, фисташково-зеленую окраску; зеленую окраску породам придают иногда также оливин, малахит, апатит; обычно зеленый пигмент распылен более или менее равномерно.

Уже небольшие примеси углистого или органического вещества к белым породам сообщают им сероватую окраску, при большем содержании — черную. После прокаливания такие породы приобретают светлую окраску (при содержании окислов железа — бурую).

Черная окраска обусловливается также присутствием распыленных двусернистого железа, окислов марганца; при иных степенях окисления последних получаются также яркокрасные окраски осадочных пород (пестрые глины).

Фиолетовые окраски обусловлены присутствием либо окислов марганца или железа, либо флюорита. Синие окраски очень редки (синяя каменная соль).

Пористость — существенная особенность осадочных пород. При полном насыщении водой в порах глин содержится большее количество воды, чем в порах гравия; в то же время вследствие малых размеров своих пор и значительного проявления капиллярных сил гидрофильная глина иногда полностью приостанавливает передвижение через нее воды, в то время как гравий свободно и с малым трением пропускает ее сквозь себя.

Вещественный состав большинства осадочных пород обусловлен в главной своей массе присутствием минералов трех групп: 1) кварца, 2) каолинита, 3) карбонатов и ряда других, в состав которых входят глинозем, окислы железа и др.

Характерные черты вещественного состава главных соответствующих пород, песчаников, глинистых сланцев и известняков сведены в табл. 30, в которой для сравнения дан также теоретический состав минералов.

Таблица 30

Таблица вещественного состава осадочных пород (по Гроуту)

	Средний песчаник	Кварц	Средний глинистый сланец	Каолинит	Средний известняк	Кальцит	Доломит
SiO_2	78,64	100,00	58,90	46,5	5,20	—	—
TiO_2	0,25	—	0,66	—	0,06	—	—
Al_2O_3	4,77	—	15,63	39,5	0,81	—	—
Fe_2O_3	1,08	—	4,07	—	0,54 (} Fe_2O_3 + FeO)	—	—
FeO	0,30	—	2,48	—		—	—
MgO	1,17	—	2,47	—	7,92	—	21,9
CaO	5,51	—	3,15	—	42,74	56,04	30,4
Na_2O	0,45	—	1,32	—	0,05	—	—
K_2O	1,32	—	3,28	—	0,33	—	—
H_2O +	1,33	—	3,72	14,0	0,56	—	—
P_2O_5	0,08	—	0,17	—	0,04	—	—
CO_2	5,03	—	2,67	—	41,70	43,96	47,7
Разные	0,07	—	1,48	—	0,05	—	—
Минералогический состав	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Кварц	70	100	30	—	4	—	—
Каолинит	8	—	12	100	1	—	—
Слюда	—	—	18	—	—	—	—
Доломит	3	—	3	—	36	—	100
Кальцит	7	—	5	—	56	100	—
Полевые шпаты	8	—	12	—	2	—	—
Хлорит и др.	1	—	8	—	—	—	—
Цеолиты	—	—	4	—	—	—	—
Окислы Fe	—	—	5	—	—	—	—
Разные	—	—	3	—	—	—	—

Среди осадочных пород главное значение имеют указанные три группы; большое число специальных названий, даваемых остальным породам, некоторые исследователи считают излишним (табл. 31). Однако если подходить не с чисто теоретически геологической точки зрения, а объединять теорию с практикой, выявляется необходимость

Таблица 31

Относительное количество осадочных пород (по Гроуту)

Главные осадочные породы	Измеренные по геологическим колонкам, %	Вычисленные из среднего состава горных пород, %		
		Лис	Кларк	Мид
Глины и глинистые сланцы	46	80	82	87
Песчаники и другие механические осадки	32	15	12	8
Известняки	21	5	6	5
Остальные	1	—	—	—

Таблица 32

Классификация осадочных пород, сложенных опаловой кремнекислотой (по Е. В. Рожковой и Ю. К. Гартман)

Породы, в основном состоящие из остатков организмов					Породы, в составе которых остатки организмов играют подчиненную роль или совершенно отсутствуют			
Морские отложения			Континентальные отложения		Морские отложения			Континентальные отложения
						Трепела		
Диатомиты, образовавшиеся в морских бассейнах в районах проявления вулканической деятельности	Диатомиты, образовавшиеся в эпиконтинентальных бассейнах	Спонголиты (гезы)	Диатомиты, образовавшиеся в озерах постгляциального ландшафта	Диатомиты, образовавшиеся в озерах вулканического ландшафта	Опоки с остатками радиолярий, спикулей, губок и панцырей диатомовых	Тонкозернистые	Глобулярные	Опаловые кремни из озер вулканического ландшафта

и специальной терминологии для ряда осадочных пород, хотя и присутствующих в небольшом количестве, но обладающих характерными особенностями и имеющих крупное практическое значение. Таковы гезы, трепела, отбельные земли, разные типы глин и т. д. (табл. 31).

Некоторые из них играют в земной коре второстепенную роль, в экономике — огромную.

Для осадочных пород, сложенных опаловой кремнекислотой, Е. В. Рожкова и Ю. К. Гартман (1941) предложили следующую генетическую классификацию (табл. 32).

Главные осадочные породы, присутствуя среди отложений всех систем и периодов, в общем сохраняют один и тот же характер. Однако пересчет химического состава карбонатных пород показал, что они содержат в общем тем больше $MgCO_3$, замещающего $CaCO_3$, чем они древнее (табл. 33).

Парагенез минералов осадочных пород обусловливается: 1) твердостью, оберегающей их от истирания при переносе (кварц, ряд минералов, относящихся к группе корреляционных: гранат, ставролит, дистен и др.), 2) сопротивлением выветриванию и 3) образованием при условиях низких температур и давлений.

Особенно твердый и не поддающийся выветриванию кварц образует главную массу песков и песчаников.

Глины получаются за счет продуктов разложения первичных глиноземсодержащих минералов (полевых шпатов магматических и метаморфических пород); после своего образования они являются чрезвычайно устойчивыми при низких температуре и давлении, при переносе не разрушаются далее; переносимые в дисперсном состоянии, они поэтому образуют наибольшую массу осадочных пород.

Характерно отсутствие некоторых типов парагенеза горных пород; так, отсутствует парагенез красных глин как глубоководных образований и конгломератов; также отсутствует парагенез красных песков

и гипсообразований, типичных для сухого климата, каменного угля, образующегося в условиях влажного климата; характерен парагенез лишенных окислов железа глин, каолинов и песков с каменными углями. Характерны общие парагенетические смены осадочных пород в геосинклиналях: песчаники — глины и глинистые сланцы — известняки с переходными породами. Редко наблюдается чередование известняков с песками и песчаниками.

Таблица 33

Средние отношения $CaCO_3$ и $MgCO_3$ в известняках различных геологических периодов (по Гроуту)

Период	Число анализов	Отношение $CaCO_3 : MgCO_3$	Отношение Ca : Mg
Все додевонские	392	2,93 : 1	3,35 : 1
Девонский	106	4,49 : 1	6,29 : 1
Каменноугольный	238	8,89 : 1	12,45 : 1
Меловой	77	40,23 : 1	56,32 : 1
Третичный	36	37,92 : 1	53,09 : 1
Четвертичный и современный	26	25,00 : 1	35,00 : 1

VIII. ОПИСАНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

А. МЕХАНИЧЕСКИЕ ОСАДКИ (кластические или обломочные)

В зависимости от тех условий, при которых происходит разрушение горных пород и перенос получающегося при этом материала водой, льдом или ветром, образуются разнообразные механически перенесенные и переотложенные горные породы (табл. 34).

Таблица 34

Химический состав механических осадочных пород

№№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокаливании	CO_2
1	97,02	—	1,16	0,82	—	0,24	0,48	—	—	0,22	—
2	68,64	0,93	14,28	0,77	4,06	1,35	1,77	2,62	2,03	2,23	1,32
3	46,56	2,87	36,63	0,66	0,08	0,88	0,11	0,23	0,04	12,77	—
4	52,66	1,56	32,23	0,70	—	0,45	0,38	0,61	2,70	8,38	—
5	62,02	—	12,30	2,96	—	2,16	1,64	—	—	13,21	—
6	55,70	0,60	13,27	5,10	—	2,37	7,15	1,51	2,27	3,20	8,20
7	53,95	—	15,54	10,16	—	3,29	5,50	1,85	1,20	4,74	1,00

К табл. 34.

1. Кремнистый песчаник (динасовый), Пантелеймоновка, Донбасс. 2. Песчаник нижнеюрский, Белоканы, Кавказ. 3. Каолиновая глина огнеупорная, Латная, Воронежская область. 4. Монотермитовая глина № 5 (огнеупорная). Часов-Яр, Донбасс. 5. Гумбрин 5,75% H_2O. окрестности Кутаиси. 6. Лёсс. 7. Лёссовидный суглинок, 2,36% органич. веществ, ил р. Нил.

Классификация их основана прежде всего на величине зерен, из которых они образованы.

Часто их делят на пять групп в зависимости от величины зерен:

1. Псефиты — грубообломочные породы, зерна более 2 *мм* в поперечнике.

2) Псаммиты (песчанистые) — крупно-, средне- и мелкообломочные породы 2,0—0,05 *мм*.

3. Пелиты (алевриты) или мелкообломочные породы, 0,05—0,01 *мм*.

4. Глинистые или тонкораспыленные (дисперсные) породы, менее 0,01 *мм*.

5. Тонкодисперсные породы около 0,001 *мм* в поперечнике до тончайших дисперсных частиц.

1. Псефиты (грубообломочные породы)

Главнейшие представители грубообломочных пород — из рыхлых — гравий и щебень, из цементированных — конгломераты и брекчии.

Щебень состоит из неокатанных обломков разнообразных пород либо не перенесенных, либо перенесенных на самое незначительное расстояние; брекчия — из тех же кусков различных пород, цементированных карбонатным или иными видами цемента. Различают брекчии гранитные, диоритовые, кварц-порфировые, известняковые, кварцитовые и др.; часто также смешанные. Образуются брекчии при тектонических и оползневых процессах, путем накопления продуктов разрушения горных пород у основания склонов, иногда при процессах выщелачивания легко растворимых горных пород (гипса и др.) с обрушением кровли и последующим цементированием образовавшихся обломков.

Галечники, гравий и валуны образуются при переносе обломков пород на более или менее значительные расстояния, главным образом горными потоками или реками, или же действием морского или иного прибоя. Степень окатанности галек и сортировки их крайне разнообразна.

Различают однородные (гомогенные) галечники, состоящие из пород одного состава (гранитные галечники и гравий, известняковые и т. д.), или из различных пород — неоднородные (полимиктовые).

Пустоты между гальками и гравием достаточно велики, чтобы капиллярные силы оказывали лишь малое действие на воду, находящуюся в них, в результате чего они водопроницаемы и легко отдают воду, поэтому являются ценным горизонтом для легкой откачки из них воды. При достаточно большой нагрузке они могут превращаться в плывуны.

Галечники имеют большое практическое значение как легко сортируемый и обрабатываемый строительный материал. В районе г. Москвы для строительства Москвы добывают галечник и гравий, образовавшиеся под действием флювиогляциальных потоков.

Конгломераты — цементированные галечники и гравий; цемент их разнообразен по составу и структуре — известковый, также кварцевый, глинистый, железистый, иногда песчаный.

Гальки эоловые обычно фацетированы, речные и приморские часто хорошо окатаны, нередко плоские.

Базальные конгломераты указывают на трансгрессию или на сильные морские течения в мелком море. Существуют также континентальные конгломераты. Возраст конгломератов различный: от докембрия до четвертичного периода.

Своеобразный третичный конгломерат — нагельфлю Альп состоит главным образом из известняка. Конгломерат веррукано

пермского возраста отличается обилием вулканических пород. Конгломераты предгорий, образованные смешением как брекчиевого, так и окатанного материала, с примесью также и мелких частиц, вплоть до глинистых, называются **фангломератами**.

В СССР типичные конгломераты залегают среди пермотриасовых и юрских отложений Крыма, среди акчагыльских и апшеронских толщ Северного и Южного Кавказа и в ряде других мест.

2. Псаммиты (среднеобломочные породы — пески и песчаники)

К среднеобломочным породам относятся как главные типы пески и песчаники.

Пески и песчаники состоят большей частью из кварца; часто присутствуют также зерна полевых шпатов; одновременно может присутствовать большое число других минералов. В огромном числе случаев они встречаются спорадически, из них чаще полевые шпаты, слюды (мусковит), нередко глауконит и др., обычно видимые только под микроскопом.

Из тяжелых минералов чаще всего попадаются циркон, гранат, ставролит, турмалин, магнетит, апатит и др.; диаметр их обычно менее 0,5—0,05 *мм*.

Ввиду большого как корреляционного, так и практического значения (золото, касситерит и др.) при изучении осадочных пород необходимо обращать большое внимание на присутствие в них тяжелых минералов.

Зерна кварца обычно окатаны в большей или меньшей степени, причем тем слабее, чем зерна меньше. В некоторых мелкозернистых песках, зерна которых перенесены водой, они сохраняют форму осколков. Различают зерна: 1) резко угловатые, 2) угловатые, 3) полуокатанные и 4) окатанные (табл. XXVI).

Зерна кварца могут быть матовые в случае переноса их ветром или в большей или меньшей степени полированные при перенесении водой.

Ряд песков характеризуется тем, что они содержат те или иные ценные минералы и в таком случае носят название золотоносных, платиноносных, касситеритовых или оловоносных, ильменитовых, гранатовых, монацитовых, магнетитовых, глауконитовых и т. д.

В связи с размерами зерен роль капиллярных сил в них в отношении воды значительно меньше, чем гравитационных, за исключением мелкозернистых; в более крупнозернистых песках передвижение воды в пластах их не увлекает зерен и вода ими легко отдается; в мелкозернистых песках вследствие слабости капиллярных сил при передвижении воды достаточно сильным потоком увлекаются также и мелкие песчинки; получаются пески-плывуны. В ряде случаев они особенно сильно затрудняют горные работы, проходку шурфов, штолен, тоннелей (бурые угли Юга Украины, породы района Курской магнитной аномалии и др., метрополитен г. Москвы и пр.), вызывая необходимость замораживания горных выработок, затрудняется проходка скважин и т. д.

Пески имеют крупное практическое значение как материал для строительных целей (пески речные и отложения различных систем); в том случае, когда они чисто белые с примесью не более 0,1% Fe_2O_3, они могут служить для изготовления фаянса и фарфора. При почти полном отсутствии Fe_2O_3 — не более 0,05% — пригодны для изготовления стекла (пески люберецкие, люботинские и др.); при почти полном отсутствии железа — идут на оптические стекла (Часов Яр в Донбассе). Пески имеют крупное значение как материал для фильт-

рования в водопроводных установках и как формовочные пески при отливках металлов, так же как коллекторы нефти, асфальта и др.

При цементации пески превращаются в песчаники. Причина цементации — диагенетические процессы и циркуляция через пески растворов различного состава. В некоторых случаях цемент может быть одновременным с образованием самого песчаника.

В зависимости от минералогического состава цемента различают прежде всего кремнистые песчаники, среди них кварцевые со вторичным кварцем, регенерирующим песчинки кварца; халцедоновые с тонкими оболочками халцедона вокруг песчинок; при этом остающиеся пустоты заполняются частью радиально-лучистыми агрегатами халцедона же; опаловые с аморфным бесцветным опалом. Иногда одновременно могут присутствовать как бесцветный халцедон, так и мелкие шарики и группы их, образованные опалом. Часто встречаются известковые песчаники с цементом из мелко- иногда и крупнозернистого агрегата кальцита, гипсовые, глинистые, железистые, баритовые, фосфоритовые.

Относительное содержание цемента и характер его развития крайне разнообразны.

Исходя из этого, различают следующие главные типы цемента:

1) цемент обрастания — образует оболочки вокруг соприкасающихся друг с другом кластических зерен (табл. XXV, фиг. 3);

2) цемент обрастания и пор — образует оболочки и выполняет пустоты между зернами;

3) цемент пор — частично выполняет промежутки между зернами;

4) цемент соприкосновения — развит только в местах соприкосновения зерен;

5) цемент базальный — зерна равномерно распределены в нем, не соприкасаясь друг с другом;

6) цемент пятнистый — распределение зерен и цемента неравномерное.

В зависимости от характера строения цемента и распределения его различают цемент: 1) аморфный, 2) кристаллически-зернистый, 3) крустификационный (образующий скорлуповатые оболочки), 4) регенерации (продолжается рост зерен); 5) прорастания — крупные зерна кальцита, гипса или иных минералов охватывают кластические зерна (песчаник Фонтенбло, песчаники татарского яруса Горьковского края и др.). Характерные особенности кластических зерен песчаников в отношении минералогическом, формы минералов, их относительных размеров, такие же, как и в песках.

Некоторые песчаники характеризуются составом почти исключительно из кремнезема; в таких песчаниках (трактемировских Киевской области, люберецких и др.), содержание SiO_2 достигает 99% и более.

Динасовые песчаники (третичные на западной окраине Донбасса) — кремнистые песчаники с опаловым, с примесью халцедона, цементом, с 95—98% кремнекислоты образуют частью крупные конкреции. В кремнисто-глинистых песчаниках присутствует более или менее значительное количество Al_2O_3.

Аркозы — песчаники, особенно богатые полевыми шпатами, содержат глинозем, довольно много щелочей, что сближает их с составом некоторых кислых магматических пород.

В фосфоритовых песчаниках цемент из фосфорнокислой извести; они содержат 12—15%, иногда и до 18% и более, P_2O_5. Железистые песчаники содержат различные количества окислов железа с переходом в типичные железные руды.

Не вполне установлен термин кварцит. Ряд петрографов-геологов называет кварцитами кремнистые песчаники, в состав цемента которых входит главным образом кремнезем в виде кварца.

Кайе делит песчаники с кремнистым цементом и кластическими зернами кварца на следующие их виды:

1. Кремнистые моногенные песчаники — зерна кварцевые, цемент из SiO_2 любого типа цементации, но без цемента нарастания.

2. Песчаники-кварциты — цемент из SiO_2 с 50% и менее цемента нарастания.

3. Кварцито-песчаники — то же, цемента нарастания больше 50%.

4. Кварциты — почти весь цемент представлен цементом нарастания.

В гидрогеологическом отношении песчаники в отличие от песков, характеризуются тем, что промежутки между зернами выполнены в большей или меньшей степени цементом, не пропускающим воду. Поэтому песчаники сами по себе, за исключением песчаников с порами, водонепроницаемы. Но так как песчаники характеризуются часто резко выраженной как горизонтальной, так и вертикальной трещиноватостью, они в отношении своем к воде аналогичны ряду магматических пород, например гранитов, и могут быть водоносными, как это имеет место с песчаниками ряда мест Донбасса.

Песчаники широко используются как строительный материал особенно там, где нет иных каменных строительных материалов (кристаллических или карбонатных пород).

Богатые кремнекислотой (не менее 97%) разности песчаников, содержащие много опалового цемента, используются в качестве ценного динасового сырья (третичные песчаники западной окраины Донбасса) вследствие легкой перерождаемости (перехода кварца в тридимит при обжиге).

Фосфоритные песчаники мезозойского нижнетретичного возраста (Егорьевский рудник Московской области, рудники Кировской области и др.) идут на изготовление суперфосфата.

К песчаникам относятся г р а у в а к к и — полимиктовые, т. е. сложного минералогического состава породы серовато-зеленоватые, иногда почти черные, крупнозернистые, переходящие то в конгломерат, то в тонкозернистый агрегат; состоят не только из кварца, но и из примеси полевых шпатов, обломков различных осадочных, метаморфических, магматических пород, преимущественно с глинистым довольно крепким цементом. Материал их испытал лишь небольшой перенос. Широко развиты на Урале, в Тянь-Шане, слабо — среди пород Русской платформы.

Т у ф ф и т ы — они же т у ф о г е н н ы е (п о л и м и к т о в ы е) п е с ч а н и к и — состоят из смеси в различных относительных количествах кластических мелких и крупных зерен и рыхлых продуктов извержения вулканов. Туффиты такого рода играют видную роль на Урале, на Кавказе и в ряде других мест, где проявлялась вулканическая деятельность табл. XXV, фиг. 2).

В химическом отношении песчаники крайне разнообразны: могут быть чисто кремнистыми, почти лишенными примеси других окислов, кроме кремнекислоты; с другой стороны, могут содержать различные количества глинозема и, в ряде случаев, щелочей; в результате этого получаются иногда породы, по составу приближающиеся к отдельным типам магматических пород.

3. Алевриты и алевролиты

К алевритам или пылевым мучнистым породам относят иловатые породы с диаметром частиц 0,05 и 0,01 *мм*, занимающие место на границе между типичными обломочными породами, в состав которых вхо-

дит по преимуществу кварц, и породами глинистыми. Типичными представителями таких пород являются лёсс и лёссовидные суглинки. При растирании между пальцами получается пылевидная масса, тонкие частички которой ощущаются кожей, не смазывая ее, как это имеет место в случае глинистых частиц. Алевролиты — сцементированные алевриты.

Среди алевритов имеются породы морского образования, озерного, речного и эолового. Ветром они переносятся в виде пыли, отлагаются в виде ила в поймах и на террасах рек, в море — в виде пелагического ила.

В химическом отношении отличаются значительным разнообразием; наряду со свободной кремнекислотой содержат довольно много глинозема, более или менее значительное количество $CaCO_3$. Характерно отсутствие резко выраженной сортировки, часто и слоистости; мельчайшие зернышки, входящие в их состав, обычно угловаты; минералогический состав их под микроскопом определяется с трудом; для уточнения требуется применение методов химического или термического анализа.

К рыхлым алевритам, почти не цементированным, относятся лёсс, лёссовидные суглинки, морские илы.

Лёсс представляет собой светложелтую палевую тонкопористую породу, при растирании между пальцами дающую пылевидную массу Обладая очень слабым сцеплением, лишенный слоистости, он дает высокие вертикальные стены. В лёссе много тонких вертикальных трубочек со следами растительных стебельков; много $CaCO_3$, известковых конкреций (журавчиков или лёссовых куколок) причудливой формы. Иногда встречаются наземные моллюски Pupa, Limnaeus, Planorbis и др.

Мощность лёсса в Китае до 400 *м*, обычно — от метра и менее до десятков метров.

Характерной чертой лёсса является состав из: 1) мелких угловатых зернышек кварца (в среднем 0,04 *мм*), 2) глинистых частиц и 3) кальцита сильно распыленного, частью в виде скорлуповатых мельчайших шариков.

Судя по химическому и минералогическому составу, лёсс состоит из смеси минералов трех типов: карбонатов, кварца, глинистых; такой тип породы может быть назван также мергелистым суглинком.

В связи с составом из гидрофильных минералов лёсс легко впитывает в себя воду и является породой частично водопроницаемой. Воды продвигаются по лёссу под влиянием как гравитационных, так и капиллярных сил; проникая в лёсс, вода резко меняет физические его свойства в силу тех же капиллярных явлений, повышая в нем осадку. Отсюда необходимость принимать меры к устранению проникновения воды в лёсс под сооружениями.

Лёсс выдерживает крутые склоны в течение десятилетий почти без изменения (склоны г. Киева, обращенные к Днепру).

Используется как материал для изготовления кирпича. Широко распространен на юге Европейской части СССР, до Азовского и Черного морей; образовался в послеледниковое время. Генезис его, согласно одним исследователям (Рихтгофен, Тутковский), — эоловый вынос ледниковым феном пылеватых частиц из не покрытых растительностью морен после отступания ледникового покрова, по мнению других — элювий и делювий пологих склонов того же времени. Возможно, генезис его не всегда один и тот же.

Л ё с с о в и д н ы е с у г л и н к и — палевые породы, близкие по составу к лёссу, но ясно слоистые, более песчанистые; они содержат меньше углекислого кальция, чем лёсс; иногда содержат много тяже-

лых минералов — до 9,37% и более. Не дают вертикальных стен. Представляют собой речное или озерное отложение лёссового материала.

Судя по анализам и физическим свойствам, лёссовидные суглинки близки частью к лёссу (мергелистые суглинки), частью к песчанистым суглинкам, состоящим из смеси глинистых и тонкопесчанистых частиц.

Песчаные разности иногда могут носить характер плывуна.

Алевролиты, т. е. глинистые породы, цементированные кремнеземом, встречаются сравнительно редко; известны в Англии и Америке под названием: «медстон». Такого рода породы широко распространены в угольном бассейне Караганды среди каменноугольных и юрских отложений. Известны на Тянь-Шане. Алевролиты имеются среди рухляков татарской свиты востока Европейской части СССР.

4. Пелиты (глины и аргиллиты)

К глинам и аргиллитам относятся тонкодисперсные породы, в состав которых входят главным образом продукты химического изменения минералов, полевых шпатов по преимуществу. Состоят они обычно из минералов группы каолинита с примесью в бо́льших или меньших количествах частиц кварца, полевых шпатов и др., а также окислов железа.

Обычно в сухом виде глины довольно твердые, более или менее жирные наощупь породы, в мокром виде в разной степени пластичные; при обжиге дают каменистые массы. Главные составные части их — кремнекислота, глинозем и вода.

Для глинистых пород характерно преобладание частиц не свыше 0,01 *мм* в поперечнике, с верхней границей этих частиц 0,05 *мм* в среднем, и частиц более дисперсных, типа коллоидальных.

В пресной воде глинистые частицы переносятся на значительные расстояния, в соленой — коллоидальные частицы коагулируют, и благодаря этому осаждение их происходит значительно быстрее.

В английской литературе выделяют сланцевые глины («шел») — уплотненные глинистые породы, слежавшиеся и получающие первые признаки сланцеватой текстуры без изменения однако своего минералогического состава.

Затвердевшие глинистые породы, в большей или меньшей степени цементированные, называются аргиллитами.

Изучение глинистых пород затруднено значительной дисперсностью частиц и отсутствием возможности разрешать полностью вопрос состава их при помощи микроскопа. Механический и химический анализ дают лишь общее представление о них. В настоящее время широко применяются методы термического анализа, частью также рентгенометрический, которые уточняют наши представления о минералогическом составе глин и их физических свойствах.

Разделение глин на группы производится различно.

М. С. Швецов приводит следующую классификацию глинистых пород:

I. Остаточные глинистые породы, оставшиеся на месте своего образования при процессе разложения материнской породы (латериты, бокситы, краснозем, каолин, элювиальные глины).

II. Глины переотложенные или собственно глины (делювиальные, речные, озерные, морские, эоловые).

III. Аргиллиты.

Правильнее рассматривать остаточные глины, не отделяя их от близких к ним перенесенных, так как они часто дают тот материал, из которого образуются обычные механические осадки.

Более рациональна классификация глин на основании минералого-структурных признаков.

Исследования последних лет глин, в первую очередь Украины, Европейской части РСФСР и Урала, частью также Кавказа и Средней Азии, показали, что среди тех горных пород, которые объединяют под названием «глины», следует выделить не менее четырех основных типов тонкодисперсных глинистых пород не вполне одинакового минералогического состава и тем самым с не вполне одинаковыми физико-химическими свойствами. Каждый из этих типов глин отличается своими характерными для него минералогическим и химическим составом и физическими свойствами.

Эти четыре основных типа следующие:

1. Каолинитовые глины. Главный их минерал — каолинит, иногда с примесью галлуазита. Отношение в них $Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 2$, содержание в нем H_2O не вполне одинаково; характерно отсутствие щелочей или присутствие в них лишь сравнительно небольшого количества, главным образом K_2O, примерно в количестве около 1%.

На термической кривой каолинита получаются две остановки; первая, примерно при 550° (эндотермическая остановка), обусловлена удалением конституционной воды, и вторая (экзотермическая) при 950—1000° соответствует разложению обезвоженного каолинита на муллит $3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ и кремнекислоту SiO_2.[1]

2. Монотермитовые глины — часто наряду с каолинитом как главный минерал присутствует монотермит — гидрослюда, приближающаяся по составу к серициту. Отношение $Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 3$. Характерно присутствие щелочей с преобладанием K_2O в количестве до 3,5% (Часов-ярские монотермитовые глины). На термической кривой имеется только одна остановка — эндотермическая при 550°.

3. Монтмориллонитовые глины — главный минерал — монтмориллонит с отношением $Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 5$. Характерно присутствие MgO и CaO и своеобразное строение самого минерала, обусловливающее абсорбционные свойства монтмориллонитовых глин; щелочей, главным образом K_2O, присутствует мало.

4. Гиббсит-каолинитовые глины характеризуются составом из каолинита и тригидрата глинозема в виде гиббсита (гидраргиллита) с отношением $Al_2O_3 : SiO_2 < 1 : 2$. Характеризуются тремя термическими остановками, из которых две эндотермические, связанные с удалением воды при 350°, примерно (гиббситовая), и 550° (каолинитовая остановка) и экзотермическая (каолинитовая) остановка при 1000°. Присутствие свободного глинозема повышает температуру плавления этих глин сравнительно с каолинитовыми.

Реже встречаются глины с пирофиллитом, с отношением $Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 4$, отличающиеся малым содержанием воды при значительном содержании кремнекислоты. Щелочи отсутствуют.

В качестве примесей могут присутствовать различные количества кварца и гидратные окислы железа, в небольшом количестве зерна полевых шпатов и др., в частности тяжелых минералов, которые играют совершенно второстепенную роль.

В химическом отношении глины характеризуются значительным содержанием глинозема (около 39,5%). Крайне непостоянно содержание щелочей — от ничтожного в каолинитовых глинах и до сравнительно значительного в монотермитовых; в результате последнего монотермитовые глины приближаются к составу отдельных типов магматических пород.

Глины обладают значительной пористостью; сухие глины энергично впитывают в себя воду и, сделавшись при этом пластичными,

---

[1] Прим. ред. Есть и иные воззрения на ход распада каолина (С. Ч.).

отдают эту воду очень медленно. Нормальная циркуляция воды в них отсутствует, поэтому глины водоупорны. Эти же обстоятельства неблагоприятны для циркуляции внутри глин также и нефти. Примесь кварцевых и иных зерен уменьшает влияние капиллярных сил и способствует передвижению воды и нефти в песчанистой глине.

В цементированных аргиллитах или уплотненных сланцевых глинах пористость уменьшается и тем самым еще более затрудняется циркуляция в них жидкостей.

Примеси к глинам имеют большое значение при разрешении вопросов их использования.

Окислы железа изменяют окраску белых глин в кремовую, бурую, охристую. При обжиге такие глины приобретают бурую окраску и непригодны для фарфора, фаянса и других изделий.

Примесь к белым каолинам Fe_2O_3 также мешает применению их в изготовлении писчей бумаги (допустимо не более 0,7% Fe_2O_3).

Примесь окислов железа и TiO_2 понижает температуру плавления огнеупорных глин (каолинитовых и монотермитовых) на сотни градусов. Al_2O_3 повышает огнеупорность глин; глины с примесью гидраргиллита особенно высокоогнеупорны.

Избыток кремнекислоты за пределами 45% также понижает температуру плавления глин.

Нередко в глинах присутствуют примеси $CaCO_3$, графита, органических веществ, гипса и др. Имеются все переходы от чистой глины к известняку и к песку.

К собственно глинам относят породы, в которых содержание известковистого материала не превышает 20%.

Каолинитовые глины разделяются на ряд типов: 1) вторичные каолины (высокоогнеупорные), 2) огнеупорные каолиновые глины, 3) тугоплавкие глины, 4) песчанистые глины.

Вторичные каолины в ряде месторождений их отличаются чисто белой окраской, состоят почти исключительно из каолинита, частью тонкодисперсного, частью (примерно до 2%) чешуйчатого. В небольшом количестве часто примешаны зерна кварца; имеются переходы в песчанистые каолины, каолинитовые пески и чисто белые кварцевые пески.

Встречаются в особенно больших количествах на территории УССР вблизи кристаллического массива и в его пределах. Образуют обычно плоские линзы среди кварцевых песков; образовались из первичных каолинов украинского кристаллического массива. Линзы достигают иногда крупных размеров — до 2 000 000 *т* (Пологи, в Приазовьи); обычно — в несколько сот тонн. Иногда загрязнены пятнами окислов железа. Характеризуются почти полным отсутствием щелочей и обладают огнеупорностью до 1770° в чисто белых разностях. Используются в фарфорово-фаянсовом, писчебумажном, мыловаренном и других производствах.

Каолинитовые огнеупорные глины почти без примеси песка, пластичные, встречаются редко; обычно они белые, серовато-белые, иногда темносерые или черные (примесь углеродистого вещества). Крупнейшие месторождения таких глин с огнеупорностью до 1760—1780° имеются в районе Латной (Воронежская область), в Боровичском районе и немногих других частях СССР. Применяются как пластичный материал в производстве фарфора, для изготовления шамота, огнеупорного кирпича и др.

Обыкновенные тугоплавкие каолинитовые глины пользуются широким распространением; в одних случаях главный глинистый материал представлен каолинитом, в других одновременно присутствуют также монотермит, обычны примеси гидратов окислов железа, зерен кварца;

полевого шпата, чешуй слюд. Нередко они в большей или меньшей степени обогащены $CaCO_3$.

Окраска этих глин крайне разнообразная; они то белые (редко), то серые до черных, буроватые и бурые, иногда пестрые; изредка примешанные к ним глауконит или закись железа окрашивают их в зеленые цвета различных оттенков.

Составляют большую часть осадочных пород.

Образованные главным образом глинистыми минералами, они жирны наощупь в сухом виде, мягки, вязки в мокром или влажном состоянии, водоупорны. Примесь песка понижает эти свойства, делая их более сухими, менее пластичными и частично водопроницаемыми.

Имеют большое значение как водоупорные породы; обладая скользкой поверхностью и задерживая на ней воды, они способствуют развитию оползней при соответствующих достаточно крутых склонах; в качестве кроющих пластов обеспечивают получение артезианских (напорных) вод.

Широко используются в строительстве для изготовления кирпичей разного рода как строительных, так и тугоплавких. Обладая значительной мощностью, в десятки, иногда и сотни метров, играют крупную роль в геологическом строении различных частей земли.

Одним из основных свойств глин является их пластичность; с водой они принимают любую форму при давлении, сохраняют ее после прекращения действия давления; придают пластичность непластичным породам. Особенно пластичные глины сохраняют пластичность при содержании до 70% и более непластичного («отощающего») вещества в них (каолины Полошек в Черниговской области); водопоглощаемость их очень велика — 20—40% воды, иногда до 70% по объему, без потери формы. Огнеупорность глин достигает 1780°, в случае примеси свободной Al_2O_3 и отсутствии Fe_2O_3, и выше.

Монотермитовые глины характеризуются составом главным образом из монотермита. От каолинитовых глин отличаются химическим составом (присутствуют щелочи, главным образом K_2O) и термической кривой с одной остановкой при 550°. Обладают такой же пластичностью, огнеупорностью и другими свойствами, как и глины каолинитовые. Окраска их в отсутствии окислов железа белая, серая до черной, в присутствии окислов железа — кремовая, буроватая, бурая.

К числу таких глин относится ряд глин, например в районе Часов Яра в западной части Донбасса (крупнейшее в СССР месторождение огнеупорных глин исключительных качеств в отношении пластичности и огнеупорности). Развиты также в Подмосковном бассейне, в частности к ним относятся гжельские глины.

Монтмориллонитовые и бейделлитовые глины характеризуются в общем теми же свойствами, как и глины каолинитовые и монотермитовые; окрашены они в те же цвета, часто серые и темносерые, образуют иногда мощные залежи (район Нальчика на Кавказе). Эти своеобразные породы обладают резко выраженными отбеливающими свойствами и служат как глины сукновальные, для очистки растительных и минеральных масел от примесей. Пользуются значительно более широким распространением, чем предполагалось ранее. К ним относятся асканиты и гумбрины Закавказья, нальчикины окрестностей Нальчика и др. К типу тех же сукновальных глин относится широко распространенный в Крыму кил (кеффекелит), приуроченный к верхам меловых отложений между Севастополем и Карасубазаром, в частности у Симферополя. Сукновальные глины получили название также бентонитовых глин, фуллоновых земель, флоридиновых земель и т. д.

Аргилиты (твердые глины). После своего отложения глинистое вещество подвергается действию диагенеза, в нем появляются в ряде случаев новообразования минералов, в частности серицита, кристалликов рутила. Процесс самого затвердевания глин происходит при условиях нормальной температуры, частью под влиянием давления вышележащих толщ: коллоиды дегидратируются, образуются аргиллиты, к которым относятся породы, сходные с глинами, но отличающиеся своей твердостью, лишенные пластичности и вязкости. Состоят они из мельчайших, частью с трудом различимых под микроскопом, угловатых зернышек кварца, гидратных силикатов алюминия, иногда с пачками новообразованных хлоритов или серицита. Как и в глинах, размер зерен меньше 0,01 *мм*. Такого рода аргилиты встречаются среди пермских отложений (рухляков) татарского яруса на востоке Европейской части СССР, среди мезозойских пород Урала, Кавказа, Средней Азии. Иногда они обладают также и микрослоистой текстурой, с глинисто-известковистыми, битуминозными прослоями; обычно они плитчатые.

Более или менее сильно окремнелые твердые глины носят название также флинтклея; они имеют крупное промышленное значение в керамике; лишены слоистости, залегают среди каменноугольных отложений Англии, Донбасса.

До известной степени к ним близки сухарные глины подмосковных каменноугольных отложений.

Б. ПРОДУКТЫ ХИМИЧЕСКОЙ ДИФЕРЕНЦИАЦИИ — ХИМИЧЕСКИЕ ОСАДКИ АНОРГАНОГЕННОГО И ОРГАНОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

1. Аллиты (латериты и бокситы) (табл. XXVII, фиг. 2)

К аллитам относятся горные породы, основной составной частью которых является свободный глинозем, представленный тремя главными минералами — гиббситом, диаспором и бемитом. Обычно к ним присоединяются в большем или меньшем количестве каолинит, кварц и другие разновидности кремнекислоты, также почти всегда гидратные окислы железа, обычно маловодные, и в некоторых случаях также шамозит.

Присутствие окиси железа обусловливает характерную для этих пород красную и буро-красную окраску, что делает их очень сходными с железными рудами, с которыми их часто смешивают.

Для относящихся сюда пород — латеритов и бокситов — характерна часто наблюдаемая в них тонкодисперсная структура вследствие преобладания малых размеров частиц главных минералов — гиббсита, бемита, частью и диаспора и связанных с ними гидратных окислов железа, как и широко распространенная пизолитовая структура; последняя представлена шарообразными выделениями, поперечник которых размером часто от 1 до 3—5 *мм*, реже больше.

Боксит — горная порода, состоящая главным образом из моно- и тригидратного глинозема с большей или меньшей примесью гидратов окиси железа и в ряде случаев также каолинита; в меньшем количестве присутствуют другие минералы: кварц, шамозит, реже карбонаты (кальцит, сидерит).

Среди бокситов различают три группы их в зависимости от минералогического и химического состава:

1. Бокситы гиббситовые (тригидратные) — гиббсититы.
2. Бокситы гиббсит-бемитовые — гиббситы-бемититы (смешанные моно- и тригидратные).

3. Бокситы диаспоровые — диаспориты (моногидратные). К последним относятся и бемит-диаспориты.

Гиббсититы представляют собой породы, частью совершенно не цементированные (пластичные гиббсититы), частью в большей или меньшей степени цементированные. В зависимости от степени цементации гиббсититов, перекристаллизованным тонкокристаллическим гиббситом, получаются разновидности — рыхлый гиббситит и каменистый гиббситит. Структура пластичного гиббситита тонкодисперсная, глинистая, каменистого — обычно пизолитовая, с концентрацией окиси железа в пизолитах, глинозема в основной массе (цементе) породы. Окраска обычно красная, краснобурая, реже коричневая и еще реже белая.

Бокситы содержат различные количества кремнекислоты, входящей в состав тонкодисперсного каолинита, в количестве от долей процента до 7—10% в промышленных разностях гиббсититов и повышаясь до 20% примерно в каолинитовых гиббсититах и еще больше в гиббситовых каолинах. Приурочены обычно к верхнеюрским и нижнемеловым континентальным отложениям (восточный склон Среднего Урала, Соколовское и другие месторождения Каменского района). Мугоджары, Казахстан (Акмолинские месторождения), Салаир и др. Имеются в крупных массах в Венгрии, Франции и т. д. Образуют месторождения с крупнейшими запасами алюминиевой руды.

Характерно для гиббсититов сравнительно малое содержание Al_2O_3 (30—50%) при значительном H_2O (20—30%).

В диаспоровых бокситах — диаспоритах главный минерал диаспор, к которому часто примешивается в разных количествах бемит с образованием бемит-диаспоритов и диаспор-бемититов. Нередко к ним присоединяется также каолинит. Почти постоянно присутствуют также малогидратные окислы железа, придающие в случае окиси железа красные и бурокрасные окраски диаспоровых бокситов, в случае развития закиси железа — зеленовато-серые окраски их.

Диаспориты и бемит-диаспориты, как и бемититы, характеризуются широким развитием пизолитовой структуры, аналогичной наблюдаемой в гиббсититах, и отличаются большей плотностью и цементацией, чем гиббсититы.

Содержание кремнекислоты в них крайне разнообразное, от чего зависит и промышленная их ценность; характерно малое содержание воды.

Диаспориты пользуются особенно сильным развитием на северном Урале (месторождения Красная Шапочка, Черемшанское и др.), также на Южном Урале, Алтае, в Румынии и в других местах; обычно в них присутствует в большем или меньшем количестве бемит.

Месторождения диаспоровых бокситов приурочены к палеозою (силурийские и девонские отложения).

Промежуточные бокситы — гиббсит-бемититы и бемит-гиббсититы развиты в крупных массах в Тихвинском районе среди каменноугольных отложений.

Бокситы имеют крупнейшее промышленное значение как основное сырье для алюминиевой промышленности, также для получения Al_2O_3 для красочной и иных отраслей промышленности.

К латеритам относятся обычно бокситы, особенно богатые окислами железа и непригодные для получения из них алюминия. Правильнее называть латеритами первичные бокситы, образующиеся преимущественно в результате площадного тропического или субтропического выветривания более или менее богатых глиноземом

горных пород — нефелиновых сиенитов, гранитов, базальтов и др., а также выщелачивания содержащих глинозем известняков. Первичные бокситы могут принадлежать к типу как гиббситовых, так, возможно, и диаспоровых бокситов.

Генезис бокситов связан преимущественно с процессами тропического и субтропического выветривания первичных пород, содержащих более или менее значительные количества глинозема (граниты, сиениты, нефелиновые сиениты, базальты и др.) с образованием в них свободного глинозема, каолинита и гидратов окиси железа. При разрушении этих пород глинозем, каолинит, окислы железа выносятся из них; в континентальных условиях определенных периодов палеозойского и мезозойского времени они переносились в озерные бассейны, где эти вторичные бокситы (гиббсититы, диаспориты, бемититы) оседали сперва в виде тонкодисперсного материала; при последующих процессах миграции окиси железа и глинозема в этих первично рыхлых осадках и перекристаллизации гидратов глинозема формировались плотные бокситы (рыхлые и каменистые гиббсититы, плотные диаспориты и бемититы), часто содержащие в своем составе каолинит. Характерно то, что в ряде случаев бокситы тесно связаны в своем распространении с каолинами.

При преобразовании под влиянием тектонических и иных процессов происходит обезвоживание бокситов и образование сопровождающих бокситовые месторождения **корундовых** пород (Алтай, Средняя Азия и другие места развития бокситов).

2. Ферролиты (железнорудные осадочные породы)

В состав ферролитов входят главным образом гидраты окиси железа, представленные лимонитом, частью также и другими гидратами — гидрогематит, гетит и др. Одновременно присутствуют в разных относительных количествах в одних случаях каолинит, в других также гиббсит, диаспор, бемит. Кроме того, нередко примешан кварц, опал, из железистых минералов сравнительно сложного состава — шамозит и т. д. Характерно то, что в ферролитах нередко присутствуют также фосфаты разнообразного состава, помимо вивианита, а также редкие элементы — ванадий, хром, мышьяк. Часто также присутствуют Ba в виде барита, Mn в виде разнообразных марганцовых минералов. Как указывает Пустовалов, в ферролитах морского происхождения в большем количестве, чем в озерных, накапливаются редкие элементы — фосфор и мышьяк; в особенно хорошо изученных С. П. Поповым, Кантором и другими керченских железных рудах морского происхождения содержание Mn колеблется в пределах от 0,1 до 11%, фосфора от 0,4 до 1,3%; присутствуют также As и Va. В то же время в озерных рудах Липецкого и Тульского районов содержание этих элементов сводится к ничтожным количествам (Пустовалов).

Характерная окраска ферролитов бурая, темнобурая, охристобурая. Структура ферролитов, как это характерно и для бокситов, обычно тонкодисперсная, с микроноглобулитовыми частицами гидратов окиси железа размером 0,001 *мм* и менее. Нередко хорошо развита пизолитовая и оолитовая структуры, с диаметром пизолитов (оолитов) в ферролитах морского происхождения — 1,5—2,0 *мм* (**икряная руда**), озерного — значительно больше — 0,5 — 1,0 *мм* (**гороховая руда**) (табл. XVI, фиг. 1).

В строении пизолитов и оолитов принимает участие наряду с окислами железа также опал. Нередко наблюдаются также конкреционные структуры с образованием часто плоских конкреций.

Ферролиты содержат иногда более или менее значительные количества псаммитового материала, в особенности кварцевых зерен — песка; особенно часто присутствие пелитового материала в виде тонкодисперсного каолинита; в смеси с этими частицами тонкодисперсные частицы железистых минералов дают начало рыхлому **глинистому железняку**, представляющему в ряде случаев (Кривой рог) ценный красочный материал.

Имеются постепенные переходы от чистых ферролитов в различного рода окрашенные в разнообразные, часто бурые и охристобурые, цвета глины.

Как и в бокситах, в ферролитах тотчас после их образования происходят процессы миграции как окислов железа, так и глинозема и кремнекислоты, в ряде случаев также и перекристаллизация составных частей их; эти процессы ведут к цементации железных руд и превращению их в крепкие конкреционные массы — цементированные ферролиты. В случае широко развитых процессов обезвоживания в ферролитах богатые водой минералы могут замещаться малогидратными окислами железа или даже безводными, например идет образование гематита или магнетита; эти процессы связаны и с геологическим возрастом этих пород. В зонах метаморфизма образуются ферролиты, в состав которых могут входить как магнетит, так и гематит.

Источником окислов железа являются не столько крупные накопления его в отдельных участках земной коры, но вообще все, по существу любые, широко распространенные магматические и метаморфические породы, частью также и осадочные, так как большинство их содержит при огромном своем объеме свыше 3—5% окислов железа, которые они могут отдавать при своем выветривании.

Перенос выделяющихся при этом окислов железа по всем данным, как и в случае бокситов, может происходить прежде всего в коллоидальном состоянии, взвешенными частичками в ничтожные доли миллиметра в поперечнике (микроноглобулитами). Не исключается перенос железа также и в настоящем растворе. Пустовалов указывает на возможность переноса его также в виде органических соединений окиси и закиси железа, или в виде бикарбоната, также карбонатных, сульфатных и хлористых слоей двухвалентного железа.

Осаждение в бассейнах, морских или пресноводных, куда приносится железо в том или ином виде, происходит из воды в результате либо коагулирующего действия электролитов, либо окисления соединений закиси железа и образования менее растворимых окисных соединений его. Возможно, что в ряде случаев, как это думали Самойлов, Перфильев и др., осаждению окислов железа из воды могут содействовать также и микроорганизмы.

Накопления окислов железа происходят в ряде мест в огромных количествах и ведут в конечном итоге к образованию крупнейших месторождений, таких, как, например, месторождения осадочных железных руд Керченского полуострова. Приурочены они к различным эпохам: так, огромное Клинтонское месторождение оолитового гематита в США образовалось в силуре, сперва в виде гидратов окиси железа. Оолитовые руды красного и бурого железняка на западном склоне Урала образовались в девоне; крупные концентрации, в значительной степени рассеянные, образовались в СССР, Европе, США, в перми и триасе. Крупнейшие месторождения бурых железняков накопились в верхнетретичное время.

Для железных руд огромное значение имеет то, что к ним приурочена, правда часто рассеянная, концентрация ряда ценнейших элементов (Mn, P, Va и др.), что делает ряд месторождений ферролитов имеющими особенно крупное практическое значение.

Манганолиты. Марганцовые породы также обладают оолитовым сложением; состоят они из пиролюзита, псиломелана, вада, вообще из разнообразных марганцовых минералов различных степеней окисления и гидратации.

Крупнейшие в мире накопления марганцовых пород, образующих рудные месторождения, имеются в СССР в районе Никополя в УССР и Чиатур в Грузии; залегают они пластами; возраст их олигоценовый.

3. Силиколиты (кремнистые породы)

Силиколиты — кремнистые породы — представлены частью органогенными образованиями, частью также и неорганическими химическими осадками.

Широко распространены органогенные диатомиты или диатомовые земли, легкие, пористые породы, состоящие главным образом из панцырей диатомовых водорослей. Порода часто желтая или беловатая, пористая, слабо сцементированная или рыхлая, со слабо заметной слоистостью или без нее. Размеры панцырей часто 0,03—0,15 *мм*. В Ахалцыхском трепеле содержание диатомовых составляет 72% всей породы; к породе примешаны иногда раковинки радиолярий и спикули губок, также зерна кварца, глауконита.

Очень сходны с ними глобулярные трепела, развитые, в частности, в районе Жиздры, Добужа, где диатомовые отсутствуют, и порода состоит из шариков опала с примесью зерен кварца, полевых шпатов, глауконита; изредка встречаются остатки фораминифер, губок, радиолярий.

Содержание кремнекислоты достигает иногда 96%, большей частью несколько ниже в связи с примесью глинистых и иных частиц.

Образование диатомитов происходит обычно в условиях сравнительно холодного климата в морях и пресных водах. Крупные залежи и пласты диатомита имеются в районе Инзы, Камышлова, на Керченском полуострове, в ряде мест Закавказья, на Урале. В настоящее время идет отложение его в ряде озер Кольского полуострова.

Практическое значение диатомита заключается в возможности получения из него легких огнеупорных кирпичей, материала для тепловой и звуковой изоляции, наполнителей для фильтрования, для изготовления динамита и т. д.

Спонголиты. Спонголитами называются белые или сероватые, зеленоватые рыхлые породы, главной составной частью которых являются спикули кремнистых губок; в СССР встречаются редко (в частности — в меловых отложениях г. Киева). Обычно они окремнены и превращены в кремнистые породы (гезы), состоящие по преимуществу из спикулей губок, в значительной степени корродированных, бесцветного халцедона с волокнистым сложением и шариков опала, часто содержат также глауконит; структура их пористая.

Опоки — плотные породы, сильно пористые, с плоскораковистым или неровным изломом, окрашенные в палевые до темносерых, почти черных тонов. В основном сложены опаловым кремнеземом (табл. XXVII, фиг. 5). Количество кремнезема иногда уменьшается за счет глинистого вещества; в таком случае природа приобретает новые свойства — в частности способность к размоканию в воде; пористость ее уменьшается. Наблюдаются постепенные переходы опок к глинам. В зависимости от содержания остатков тех или иных организмов различают опоки с остатками радиолярий, с остатками спикулей губок, панцырей диатомовых. Опоки сингенетичны с вмещающими их породами и слагают иногда мощные слои, выдерживающиеся по простиранию. Встречаются среди меловых отложений востока Европейской части СССР, в Подолии и др.

Гезы, как развитые во Франции и описанные Кайе, так и киевские, значительно более богаты губками, чем опоки; в киевских гезах спикули частью в свободном состоянии наполняют также и пустоты их, составляя до 50% породы, в наиболее бедных ими — до 10%; минеральных зерен в французских, как и в киевских гезах, содержится от 5 до 80%. Гезы Франции (по Кайе) и Киева (по Лучицкому) характеризуются значительным содержанием халцедона. Таким образом, поволжские опоки отличаются от типичных гезов и должны сохранять за собой название опок.

Опоки широко распространены в СССР, в особенности в Поволжье, гезы — в меловых отложениях Киевской и Каменец-Подольской областей.

Меловые гезы Киевской области представляют большой гидрогеологический интерес, так как они содержат много пустот, по которым легко циркулируют подземные воды, в районе Киева артезианские; они легко отдают воду.

Радиоляриты, не перекристаллизованные породы, состоят главным образом из остатков радиолярий. Они связаны переходами частью со спонголитами и диатомитами, частью же с окременелыми перекристаллизованными радиоляриевыми яшмами. Радиоляриты были описаны А. Д. Архангельским среди меловых пород Поволжья. Он считает их полупелагическими.

Яшмы представляют собой в ряде случаев перекристаллизованные радиоляриты с более или менее хорошо сохранившимися остатками радиолярий. Яшмы часто с красным оттенком, иногда зеленые и иных цветов, нередко полосатые. Кремнезем представлен в них халцедоном и кварцином с небольшими остатками опала (табл. XXVII, фиг. 6).

Можно выделить четыре стадии образования кремнистых органогенных пород:

1. Диатомиты, спонголиты, радиоляриты — первичные почти неизмененные осадки.

2. Опоки — мало измененные органогенные породы с началом растворения кремневых остатков и выделения аморфной кремнекислоты.

3. Гезы — дальнейшая раскристаллизация аморфного опала с образованием халцедона, с шариковым опалом.

4. Яшмы — полная перекристаллизация кремнезема в халцедон с редкими остатками опала и отдельными сохранившимися скелетами организмов.

Распространение яшм очень широкое в девоне Урала, Средней Азии и в ряде других мест.

Яшмы ценны как прочный красивый поделочный камень.

Кремневые туфы образуются из горячих вод некоторых источников, преимущественно гейзеров; в выделении кремнекислоты в ряде случаев большую роль играют некоторые виды водорослей. Обычно кремневые туфы белые, пористые, иногда, в особенности вследствие примеси железа, пестроокрашенные. Поверхность иногда гроздевидная или почечная, типичная натечная.

К кремнистым осадкам относится маршаллит, своеобразный пылевидный кремнезем, развитый в окрестностях Магнитогорска, в нижнемеловых породах среднего Урала и др., представляет чисто белую порошкообразную массу из мелких округлых частичек кварца, залегает в крупных массах и генетически связан с каменноугольными известняками Южного Урала. Содержит свыше 99% кремнекислоты; является результатом дальнейшего окремнения и выщелачивания известняков.

4. Карбонатолиты (карбонатные осадочные породы) (табл. 35)

Карбонатолиты (карбонатные породы) представлены главным образом **известняками** и **доломитами**, частью также **сидеритами**.

Известняки. К известнякам относят породы, частью органического, частью неорганического происхождения, состоящие главным образом из углекислой извести, обычно с большей или меньшей примесью углекислого магния. В чистом виде известняки содержат 56% CaO и 44% CO_2.

Известняки образованы в большей своей части остатками организмов, преимущественно животных — раковин плеченогих, пластинчатожаберных, остатками иглокожих, раковинками фораминифер и т. д., частью также и растительными остатками — преимущественно известковистыми водорослями.

Раковины и другие остатки животных, как и растения, в ряде случаев сохраняются полностью; и известняки, состоящие из сохранившихся раковин, носят название **ракушечных известняков** или **ракушечников**. В других случаях, наоборот, все раковины моллюсков, плеченогих и другие остатки исчезают в результате частью перекристаллизации, частью того, что их дробят и перерабатывают так называемые илоядные животные. В таком случае в крупнозернистой до мелкозернистой и плотной массе известняка остатки животных организмов исчезают, окаменелости отсутствуют или попадаются только изредка (**известняки зернистые, плотные**). В минералогическом отношении известняки характеризуются составом главным образом из зерен кальцита, иногда с более или менее заметной примесью зерен и кристалликов доломита. В ряде случаев присутствуют в большем или меньшем количестве глинистые частицы, зерна кварца, гидраты окиси железа и др. В случае увеличенного содержания глинистых (каолинитовых) частиц получается глинистый известняк.

Породы, содержащие 20—30% глинистого вещества, называются **известковым мергелем**, содержащие 30—50% его — **мергелем**. Смешанные породы получаются также в случае примеси к углекислому кальцию углекислого магния (доломиты).

Структура известняков крайне разнообразна: часто они обладают ясной органогенной структурой благодаря полной или почти полной сохранности тех органических остатков, из которых они состоят. В других случаях получаются различного рода кристаллически-зернистые

Таблица 35

Химические анализы карбонатных и кремнистых пород

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Потери при прокаливании	CO_2	SO_3	Нерастворимый остаток
1	1,93	—	0,13	0,10	—	0,34	54,31	0,23	0,32	0,45	—	42,30	—	—
2	2,00	—	0,35	—	—	16,20	35,38	—	—	—	—	40,43	—	—
3	11,45	—	5,05	—	—	16,06	27,34	—	—	—	—	40,43	—	—
4	82,89	0,29	5.51	2,22	—	1,02	0,59	—	—	5,50	6,22	—	—	—
5	58,12	—	12,19	8,01	—	2,75	3,72	0,20	0,24	7,71	5,72	—	2,41	—
6	79,50	0,53	7,76	3,05	—	1,11	0,79	0,93	0,38	—	4,54	—	0,23	—

К табл. 35.

1. Известняк, Карелия. 2. Известняк, р. Пана, Кольский полуостров. 3. Доломит, о. Кильдин. 4. Диатомит, Инза, Куйбышевская область. 5. Диатомит, переходящий в диатомитовую глину, Керченский полуостров. 6. Опока, Поволжье.

структуры от плотных до ясно крупнозернистых с переходами в кристаллические известняки или мраморы. В ряде случаев наблюдается оолитовая структура: в таком случае известняк состоит из отдельных разной величины шарообразных, эллипсоидальных и иных образований (оолитов) со скорлуповатой структурой, цементированных плотным, до зернистого кальцитовым цементом. Оолиты образуются часто вокруг песчинок или остатков организмов.

Классификация известняков до настоящего времени еще не разработана в общеприемлемой форме.

Рациональная классификация известняков должна быть построена на двух основаниях: 1) составе и 2) структуре их, как это принято и для других горных пород.

В зависимости от главных примесей (доломита, глинистых частиц или зерен кварца) можно выделить следующие основные типы их:

I. Чистые известняки.

II. Известняк-глина:

1) глинистые известняки, примесь глины до 20%;
2) известковистый мергель, примесь глины до 30%;
3) мергель, примесь глины до 50%;
4) глинистый мергель, примесь глины до 70%;
5) мергелистая глина, примесь глины до 90%;
6) глины больше 90%.

III. Известняк-доломит:

1) доломитовый известняк;
2) известковистый доломит;
3) доломит.

IV. Известняк-песчаник:

1) песчанистый известняк;
2) известковистый песчаник;
3) песчаник.

Среди известняков можно различать ряд разновидностей в зависимости от минералогического состава и их структурных особенностей, степени изменения их первичного состава, состава тех или иных органических остатков, если таковые имеются в достаточно сохраненном виде.

Известняки органогенные состоят из ясно видимых остатков различных организмов. Среди них можно выделить ракушечные известняки с раковинами моллюсков; обычно они очень пористые, легко пропускают воду, иногда содержат глинисто-песчаные прослойки. Имеются все стадии постепенной перекристаллизации их до кристаллических известняков. Ракушечные известняки широко распространены среди верхнетретичных отложений на юге Европейской части СССР, начиная от Молдавской ССР до Азербайджана. Хотя они в значительной степени рыхлые, все же благодаря легкой распиловке более плотные слои их широко применяются как ценный строительный материал для постройки главным образом одноэтажных домов.

В зависимости от присутствия преобладающих скелетных остатков среди органогенных известняков выделяют такие типы, как криноидные, коралловые, мшанковые, фораминиферовые, фузулиновые, пелециподовые, гастроподовые и т. д.; термины эти имеют геолого-стратиграфический характер. Встречаются также известняки, образованные главным образом остатками растений — водорослей (литотамниевые известняки и др.).

При перекристаллизации получаются плотные и зернистые известняки, окрашенные в различные цвета — белые, серые, желтые разной интенсивности, буроватые и т. д.; обычно окраска распределена неравномерно. Обладая большей плотностью, чем ракушечники, они менее водопроницаемы, с большим трудом поддаются воздействию растворителей и образованиям карста в них, если только они не пересекаются трещинами, облегчающими продвижение воды. В зависимости от содержания главным образом глинистых составных частей, они, как и ракушечник, могут легче противостоять растворяющему воздействию продвигающихся через них растворов и тем самым задерживать развитие карста.

К неорганическим химическим осадкам относятся некоторые и з в е с т к о в ы е т у ф ы, обладающие плотным или мелкокристаллическим пористым сложением, обычно выделяющиеся из вод, протекающих через известняки и теряющих CO_2 при выходе на поверхность. $CaCO_3$ выпадает, образуя натеки и отложения иногда огромных количеств известковых туфов.

Крупные массы известковых туфов известны в Тиволи около Рима (т р а в е р т и н о), на р. Пудости в окрестностях Павловска (П у д о ж с к и й к а м е н ь), в окрестностях Пятигорска на горе Машук и других местах.

Плотные и зернистые известняки широко используются главным образом как ценный строительный материал, как сырье для извести, цемента. При почти полном отсутствии MgO они используются в сахарном производстве; некоторые красиво окрашенные желтые разности (Подмосковный район), красные (Крым), иногда также и черные (Донбасс) и иные поддаются полировке и тогда используются как красивый облицовочный материал (при постройке метрополитена в г. Москве). Известняки применяются, так же как флюс, в металлургии.

Трещиноватые известняки являются источником иногда мощных подземных вод для водоснабжения городов («Кипучая криница» в Донбассе, для водопровода в г. Сталино). Вообще известняки пользуются широким распространением, начиная от докембрия и до последнего времени (современные туфы).

М е л представляет собой плотный полуземлистый известняк, образованный в значительной своей части кокколитами с небольшим количеством раковинок фораминифер и других организмов. Отличается чисто белым цветом, обладает часто чрезвычайно чистым составом, иногда почти исключительно из $CaCO_3$. Чистый мел в огромных массах развит в окрестностях Славянска в Донбассе. Крупнейшие разрабатываемые месторождения мела имеются в районе г. Белгорода, г. Новгород-Северска, по Волге и в ряде других мест.

В случае примеси к мелу глинистых частиц получается также белый, иногда благодаря примеси глауконита — зеленоватый м е л о в о й м е р г е л ь. Мощность мела и мелового мергеля достигает местами (Украина—Поволжье) сотен метров.

Мел, помимо своего важного практического значения как сырья для различных видов производства (известь, углекислота и др.), благодаря своей значительной плотности непроницаем и служит кровлей артезианских вод в южных артезианских мульдах СССР. Там, где он иногда трещиноват, он содержит в трещинах обильные воды.

О о л и т о в ы е и з в е с т н я к и состоят из крупных и средней величины до мелких концентрически-скорлуповатых стяжений кальцита, сцементированных плотным до среднезернистого цементом из кальцита; иногда оолиты радиально-лучистые. Распространение их чрезвычайно широкое, в особенности среди среднеюрских отложений, также среди известняков мелового и третичного возраста, в частности на

Кавказе и в Средней Азии. Оолитовые изестняки — мелководные образования, частью прибрежные, теплых морей (табл. XXVII, фиг. 3—4).

Легко перекристаллизовываясь, известняки, в том числе и мел, могут постепенно, в процессе метасоматоза, замещаться кремнекислотой, которая образует в них стяжения кремней разнообразной формы и размеров или накопления маршаллитового (очень тонкозернистого) кварца (табл. XXVII, фиг. 6).

Доломиты. С известняками часто связаны доломиты, в чистом виде имеющие состав $CaMg(CO_3)_2$ (54% $CaCO_3$ и 46% $MgCO_3$); в качестве примесей присутствует кальцит. Имеются все переходы от чистого доломита к известняку.

Новинский предлагает называть породы, содержащие не менее 95% доломита, — доломитом; не менее 50% — известковистым доломитом; при меньшем содержании доломита — доломитовым известняком и, наконец, менее 5% — известняком.

Зернистые и плотные доломиты по внешнему виду не отличимы от таких же известняков. Зернистый доломит не отличим от кристаллического известняка (мрамора). Некоторое отличие заключается в том, что вместо раковистого излома с гладкими поверхностями известняка у доломита получается несколько шероховатый излом; поверхность выветривания его нередко покрыта беловатой (доломитовой) мукой из мелких ромбоэдров доломита.

От кристаллических известняков доломиты отличаются под микроскопом тем, что они образованы большей частью мелкими, часто прекрасно ограненными ромбоэдрами иногда с закругленными углами, реже неправильными зернами. Для последних характерна лапчатая форма их и резко выраженное разнообразие размеров зерен. Характерны также зональные структуры отдельных зерен и кристалликов. Все органогенные остатки перекристаллизованы. При действии на доломиты вод, содержащих $CaSO_4$, происходит дедоломитизация доломитов и образование легко растворимого сернокислого магния.

Имеется ряд гипотез генезиса доломитов. Чаще всего высказываются в пользу либо 1) гипотезы выщелачивания углекислого кальция на дне моря, либо 2) гипотезы позднейшего замещения кальцита доломитом за счет углекислого магния, приносимого извне или же входящего в состав самого известняка. Не исключается возможность в некоторых случаях и химического выпадения его из растворов. Наиболее вероятно образование доломитов различными путями.

Бурение в коралловых рифах о. Фунафути показало следующие изменения содержания $MgCO_3$ в этом рифе с глубиной:

Глубина, *м*	Содержание $MgCO_3$, %
1,2	4,33
4,5	16,4
12—194	21,3
195	26,33
285	43,0

В верхней части колонки карбонат представлен главным образом арагонитом, от 30 до 200 *м* — кальцитом и ниже — доломитом. Бурение показало, что здесь имеет место постоянная перекристаллизация с глубиной и процесс замещения известняка доломитом.

Образованию доломитов в общем благоприятствуют восстановительная среда, теплая вода, наличие коралловых рифов, концентрация солей в растворе, повидимому также небольшая глубина в земной коре. Доломиты пользуются широким распространением в палеозое; в более юных отложениях они встречаются реже, в современных — отсутствуют; другими словами, для образования доломитов требуется

особенно длительный промежуток времени. В Европейской части СССР они широко развиты в силуре, девоне и карбоне, начиная от серпуховского яруса. В более юных отложениях Европейской части СССР они отсутствуют. Встречены среди меловых отложений Таджикистана, где развиты линзы доломита вместе с гипсом. Доломит имеет крупное промышленное значение как ценный огнеупорный материал; разрабатывается для металлургических заводов в Донбассе и других местах.

Изредка среди осадочных пород присутствуют сплошные накопления мелких ромбоэдров сидерита в виде сидеритовой муки (верхнеюрских отложений Киева и Москвы).

5. Сульфатолиты и галогениты

Образование таких химических осадков, как сульфатолиты и галогениты, зависит от относительных количеств солей в растворе, степени их растворимости, взаимного их влияния в растворе, температуры.

Наиболее часто встречаются неорганические химические осадки как отложения морских вод, реже — континентальных.

При осаждении в высыхающих бассейнах первыми выпадают обычно наименее растворимые вещества: сульфаты — гипс, или ангидрит. Позже выделяется каменная соль. Оставшиеся маточные растворы содержат обычно легко растворимые галоидные и сернокислые соли калия и магния, выпадающие при дальнейшей концентрации растворов.

В других случаях выпадают иные соли, концентрирующиеся в водных бассейнах, находящихся на континентах, часто в условиях, более или менее, близких к пустынным, или вообще сухих. Таковы выделения из наземных вод борнокислых соединений, соды, селитры калиевой и натровой и т. д.

После своего отложения химические осадки, выделившиеся в замкнутых приморских или континентальных бассейнах, могут изменяться, перекристаллизовываться; в результате часто изменяется также и их минералогический состав. Так, ангидрит переходит в гипс, сложные калийно-магнезиальные соединения выделяют сильвин и т. д.

На выделение некоторых солей из растворов, в частности $CaCO_3$, большое влияние оказывает присутствие в воде растворенных газов, в данном случае CO_2.

Наиболее распространенными из химических осадков являются каменная соль, гипс и ангидрит; в последнее время установлено значительно более широкое, чем ранее предполагалось, распространение магнезиально-калиевых солей.

К а м е н н а я с о л ь зерниста, нередко крупнозерниста, иногда листоватая или волокнистая (в отдельных небольших участках). Обычно почти совершенно чистая с незначительной примесью калийных и магнезиальных соединений или глинистых частиц. Окрашена в серый или белый, редко в зеленоватый, синий, красный или другие цвета. Обычно образует слои, которые под влиянием процессов горообразования утолщаются, образуя залежи, штоки диапировой формы, прорывающие вышележащие слои.

В западной части Донбасса (Артемовск — Славянск) слои каменной соли занимают площадь в 45 *км* длины при 35 *км* ширины и мощности до 140 *м*; повидимому, пласты продолжаются также и на северо-запад в районе Большого Донбасса по направлению к Ромнам.

Иногда наблюдается чередование слоев каменной соли со слоями гипса, ангидрита или же глин. В верхних частях залежей каменной соли в отдельных местах присутствуют также иногда мощные залежи калийно-магнезиальных легко растворимых галоидных и сернокислых солей, среди которых главные: сильвин KCl, карналлит $MgCl_2 \cdot KCl$.

$.6H_2O$; каинит $MgSO_4 . KCl . 3H_2O$: кизерит $MgSO_4 . H_2O$; полигалит $2CaSO_4 . MgSO_4 . K_2SO_4 . 2H_2O$ и ряд других. Эти соли нередко отлагаются отдельными обогащенными чередующимися друг с другом пластами и обладают кристаллическим сложением.

В крупнейшем в мире месторождении калийно-магнезиальных солей Соликамска наблюдается следующая последовательность отложений слоев различного минералогического состава.

В основании располагается:

1) глинисто-ангидритовая толща, за которой следует

2) толща каменной соли.

Далее следуют:

3) сильвинитовая толща с перемещающимися слоями каменной соли и сильвинита мощностью до 35 *м*, с содержанием пропластков сильвинита до 45%;

4) карналлитовая толща из карналлита, смешанного с каменной солью с 40—50% включений ее;

5) верхняя сильвинитовая толща, получающаяся вследствие замещения карналлита из верхов карналлитовой толщи;

6) каменная соль — переходная толща с перемещающимися слоями глины и каменной соли;

7) гипсоносная толща, покрывающая породы соляных толщ. Богаты калием Карпатские месторождения калийных солей (Калуш).

Образование каменной соли, как и сопровождающих ее калийных и магнезиальных солей, происходило в разнообразные периоды жизни земли, начиная по крайней мере с силура и до настоящего времени (озера Баскунчакское, Эльтонское и др.).

Большая часть месторождений каменной соли относится к пермскому, триасовому и третичному периодам.

Крупнейшие месторождения соли в СССР — месторождения Донбасса, Илецкой защиты, Соликамско-Чердынского района.

М и р а б и л и т образуется в морских заливах и соляных озерах в результате взаимодействия сульфат-, хлор-магний- и натрий-ионов при низких температурах:

$$Mg'' + 2Na' + SO''_4 + 2Cl' + 10H_2O = Mg'' + 2Cl' + \underset{\text{(мирабилит)}}{Na_2SO_4 \cdot 10H_2O}$$

Крупнейшее, мирового значения, месторождение мирабилита находится в СССР, в заливе Кара-Богаз-гол на Каспийском море. Мирабилит выпадает из раствора зимой, а летом снова растворяется (в частности на некоторых озерах Крыма). Часть его, остающаяся на берегу, теряет воду и переходит в тенардит Na_2SO_4, образующий, как мирабилит, зернистые залежи белого цвета (Узун-Су в Средней Азии).

Г и п с образует залежи, частью пластообразные, обладающие нередко значительной мощностью и широким распространением. Обычно гипс крупно- и среднезернистый, иногда мелкозернистый до плотного; обычно белый или серый, частью окрашенный окислами железа в красные разных оттенков цвета, в некоторых случаях чисто белый сахаровидный (алебастр); иногда волокнистый.

Огромное развитие его наблюдается в районе р. Северной Двины, крупные массы — в Горьковской области; значительные залежи имеются в районе Артемовска в Донбассе и в ряде других мест. Играет видную роль в развитии карста. В нем присутствует иногда в большем или меньшем количестве примесь глины, понижающая его растворимость; наблюдаются переходы в глинистые гипсы и гипсоносные глины.

А н г и д р и т также часто сопровождает каменную соль, образуя зернистые плотные массивные породы тех же цветов, как и гипс; в ряде случаев образует крупные залежи.

6. Каустобиолиты

Из числа каустобиолитов широко распространены угли; состоят они главным образом из углерода и летучих (углеводородов). Угли образуют сложную группу пород, связанных друг с другом переходными типами; обладают крайне разнообразными физическими, химическими и петрографическими свойствами. В зависимости от степени обугливания различают бурые угли, каменные угли и антрацит.

Среди разнообразных классификаций углей интересна следующая:

А. Антрациты и некоторые тощие угли: 90—95% C; 2—4,5% H; 3—5,5% O + N; летучих 3—10%; калорийность 8000—8700 *кал.*

В и С. Битуминозные угли (коксовые, кузнечные, газовые) 70—90% C; 4,5—6% H; 5,5—10% O + N; летучих 10—40%; калорийность 6600—8000 *кал.*

D. Полубитуминозные угли (бурые угли, лигниты); 45—75% C; 6—6,6% H; 20—45% O + N. Влажность 6%. Калорийность 4000—7200 *кал.*

Английская исследовательница Стопс (1919) установила следующие четыре основные составные части каменных углей:

1) витрен — блестящие полоски и линзы угля однородного сложения, с раковистым изломом; в шлифе видна однородная масса желтого до бурокрасного цвета с сильным блеском (табл. XVIII, фиг. 6);

2) кларен — с несколько меньшим блеском, менее однородный, с прослойками матового угля; в шлифе видно присутствие растительных остатков; заметна клеточная структура (табл. XVIII, фиг. 5);

3) дюрен — черно-серый и бархатно-черный матовый твердый уголь, плотный, однородный; присутствует небольшое количество гуминового вещества; основная масса прозрачная или непрозрачная, в ней видны растительные остатки — обрывки растительных тканей, кутикула, споры, пыльца и т. д.; основная масса подчинена растительным остаткам, образует мощные пласты (табл. XXVII, фиг. 3—4);

4) фюзен — матовый уголь с преобладанием прозрачной основной массы над более редкими растительными остатками (табл. XXVII, фиг. 1—2).

Антрацит отличается черным цветом, полуметаллическим блеском, не пачкает рук, однородный; в шлифе лишь с трудом заметны остатки кларена, дюрена и других типов строения.

К составным частям углей примешиваются различные количества глинистых веществ, песчинок, иногда пирит и другие примеси в связи с условиями образования и залегания углей среди глинистых сланцев и песчаников, иногда с прослоями известняков; наблюдается постепенный переход в углистые сланцы.

Угли образуют пласты и линзы различной мощности и размеров.

Горючие сланцы (битуминозные) сходны с тонкослоистыми глинистыми мергелями. Черные, твердые, богатые гумусовым веществом, они горят светящимся пламенем; в них присутствует раздавленное органическое вещество, представленное остатками спор, водорослей, пыльцы и т. д.; примешано много глинистых частиц, песчинок и т. д. В СССР развиты — в Эстонии, Поволжьи, на Кавказе, в Закавказьи и др.

Богхед — черная тонкозернистая однородная матовая порода с раковистым изломом; в шлифе просвечивает однородная масса геля с остатками низших водорослей. Широко распространен в Подмосковном бассейне, в Англии и др. С богхедом сходны кеннельские угли, в состав которых входят различные растительные остатки.

IX. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Метаморфические породы образуются за счет глубокого преобразования осадочных и магматических пород. Причинами их глубокого преобразования является то, что первичные породы могут после своего образования попасть в совершенно иные физико-химические условия, чем те, при которых они образовались. Так, осадочные породы, образовавшиеся при низких температурах и низком давлении на поверхности земли, попадая в результате геологических процессов в глубокие части земной коры, подвергаются действию высоких температур и высокого давления. Магматические породы, образовавшиеся при высокой температуре и атмосферном или глубинном гидростатическом давлении, могут попасть в условия действия одностороннего давления (сжатия) при более низких температурах верхних частей земной коры; минералы, входящие в состав этих пород, могут оказаться в новых условиях неустойчивыми и поэтому по крайней мере частью заменяются новыми минералами. Одновременно изменяется и структура исходной породы.

Три основных фактора оказывают влияние на процессы глубокого преобразования горных пород в процессе их метаморфизации: давление *P*, температура *T* и состав *C* как исходных пород, так и подвижных растворов, продвигающихся через них.

В ряде случаев можно видеть, что глины, образовавшиеся при низкой *T*, низком *P*, обладающие определенными чертами химического и минералогического состава, попав в условия глубин земли, подвергаются перекристаллизации; присутствующие в составе глины окислы идут на образование новых минералов: SiO_2, Al_2O_3, щелочи и H_2O, дают начало серициту, избыток SiO_2 — кварцу. Одностороннее давление вызывает рост кристаллов слюды в направлении, перпендикулярном давлению; получается вместо плотной дисперсной глины ясно кристаллическая порода в виде серицитового сланца; в дальнейшем серицит может преобразоваться частично в мусковит; мусковит замещается полевыми шпатами; в конечном итоге получается порода, состоящая из кварца, полевого шпата и мусковита со сланцеватым сложением — мусковитый гнейс.

1. Минералы метаморфических пород

Минералы, входящие в состав метаморфических пород, частью те же, которые присутствуют и в магматических, и в осадочных породах; часть их является характерной именно для метаморфических пород.

Общими для магматических и метаморфических пород, частично и для осадочных являются: кварц, полевые шпаты (ортоклаз и микроклин, плагиоклаз), слюды, главным образом мусковит и биотит, роговые обманки, пироксены, оливины; некоторые минералы магматических пород в метаморфических отсутствуют — в их числе фельдшпатоиды (лейцит, таюин и др.).

Характерными главным образом для метаморфических пород являются следующие минералы (звездочкой выделены те из них, которые особенно характерны для контактного метаморфизма): ставролит, гранат *, андалузит *, силлиманит, кианит, глаукофан, тальк, кордиерит *, волластонит *, везувиан *, мусковит, биотит, графит *, тремолит, цоизит *, анатаз, рутил, актинолит, скаполит *, флогопит *.

Минералы метаморфических пород обладают различной степенью идиоморфизма, которая зависит не от порядка кристаллизации, как это имеет место в магматических и некоторых осадочных породах, но связана с энергией роста самих кристаллов тех или иных минералов. Так, кварц растет с малой энергией и поэтому обычно образует не кри-

сталлы, а аллотриоморфные зерна, ставролит — со значительно большей энергией и часто образует идиоморфные кристаллы. Располагая минералы, входящие в состав метаморфических пород, в порядке по степени обычного их идиоморфизма, получаем, согласно Бекке, следующий кристаллобластический ряд:

титанит — рутил — гематит — ильменит — пирит — гранат — турмалин — ставролит — кианит — эпидот — цоизит — пироксен — роговая обманка — магнетит — доломит — альбит — слюда — хлорит — тальк — кальцит — кварц — плагиоклаз — ортоклаз — микроклин.

Этот ряд до известной степени совпадает с порядком кристаллизации минералов в магмах с некоторыми существенными исключениями; так, например, из плагиоклазов в процессе метаморфизма первыми образуются кислые плагиоклазы, последними — основные, т. е. при образовании зонарной структуры она обратна той, которая наблюдается в магматических породах.

Процессы перекристаллизации минералов могут происходить неоднократно; по мере смен физико-химических условий образуются отдельные крупные кристаллы или порфиробласты (фенокристы или метакристы) того или иного минерала, например граната, биотита и др., которые в последующую фазу перекристаллизации частично сохраняются, частично затрагиваются процессами метаморфизма и приобретают неправильные очертания. Наоборот, порфиробласты того же граната, не затронутые последующими процессами метаморфизма, обладают резко выраженными кристаллографическими очертаниями.

Минералы метаморфических пород образуются в зависимости от: 1) химического состава среды, в которой они вырастают, и изменения ее состава, 2) давления и 3) температуры. Вследствие этого в метаморфических породах наблюдается часто резко выраженный характерный парагенез минералов, связанных друг с другом общими условиями химического и физического состояния той среды, в которой они образовались. Со сменой этих условий меняется также и их парагенез. Парагенез имеет крупнейшее генетическое значение; найдя одни минералы, можно ожидать найти и другие, находящиеся в метаморфическом парагенезе с ними. Так, характерен парагенез силлиманит-кордиерит-гранат, указывающий на видную роль глинозема в образовании содержащих эти минералы глинистых пород.

2. Структуры и текстуры метаморфических пород

Структуры и текстуры метаморфических пород находятся в тесной связи с физико-химическими условиями образования этих пород.

Большое число метаморфических пород обладает сланцеватой структурой, почему они часто называются *кристаллическими сланцами*. Эта структура обусловлена принципом Рикке, согласно которому в случае *одностороннего* давления на ту среду, в которой растут кристаллы, последние усиливают свой рост в направлении, перпендикулярном давлению, тогда как в направлении, параллельном давлению, происходит процесс растворения или задержка роста их.

Поэтому кристаллы с пластинчатым габитусом (слюды) дают широкие таблицы, в которых плоскость (001) часто перпендикулярна давлению; кристаллы с призматическим габитусом (роговые обманки) вытягиваются в направлении, перпендикулярном тому же давлению.

Минералы, не обладающие пластинчатым или призматическим габитусом (кварц, полевые шпаты и др.), часто под действием давления все же приобретают определенную оптическую ориентировку.

Бекке предложил специальные термины для структур и текстур метаморфических пород. В состав терминов он ввел слово «бласт»;

поставленное впереди термина слово «бласт» обозначает остаточное (реликтовое) строение, которое существовало в первичной неизменной породе, например бластодиабазовая структура амфиболита (амфиболит образовался из диабаза, сохранив следы диабазовой структуры).

Приставка «бласт» в конце термина указывает на то, что данная структура или текстура является новой, образовавшейся в данную фазу перекристаллизации, например гранобластическая — новая структура, характеризующаяся как зернистая («гранум» — зерно).

Для структур и текстур наиболее часто применяются следующие термины:

1. По расположению минералов:

Сланцеватая — пластинчатые минералы располагаются в общем взаимно параллельно, при сравнительно небольших размерах зерен.

Гнейсовидная — наблюдается обычно в более крупнозернистых породах; наряду со сланцеватостью наблюдается параллельно-полосатая текстура (табл. XXIX, фиг. 1, XXX, фиг. 1).

Очковая — среди сланцеватой массы породы, обычно сравнительно крупнозернистой, присутствуют отдельные чечевицеобразные агрегаты, образованные одним или несколькими минералами.

2. По относительной форме минералов:

Идиобластная — в породе содержатся идиоморфные кри-кристаллы новообразований — идиобласты.

Ксенобластная — входящие в состав породы минералы образуют ксенобласты (ксеноморфные зерна), лишенные кристаллографических очертаний.

3. По относительным размерам кристаллов:

Гомеобластная — все минералы в общем обладают одинаковыми размерами.

Гетеробластная — отдельные кристаллы резко отличаются своими размерами от других.

Порфиробластная — отдельные крупные кристаллы (порфиробласты), часто ограненные, выступают среди значительно более мелкозернистой массы (напоминает порфировую структуру магматических пород, но имеет иной генезис).

4. По форме зерен:

Гранобластная — она же мозаичная или гранулитовая; зерна минералов обладают в общем изометричными очертаниями.

Роговиковая — разновидность предыдущей; отличается очень равномерным размером и изометричной, почти округлой формой зерен.

Цементная — зерна носят характер раздробленных по своим краям; отделены друг от друга тонкозернистым, как бы дробленным агрегатом.

Сутурная — зерна имеют иззубренные очертания.

Лепидобластная или чешуйчатая — зерна минералов (слюд, хлоритов и др.) пластинчаты.

Пойкилобластная — более крупные зерна минералов прорастают различно ориентированными многочисленными мелкими зернами других минералов, например полевой шпат кварцем, роговая обманка кварцем.

Диабластная близка к пойкилобластной — крупные кристаллы одного минерала прорастают столбчатыми скелетными кристаллами другого, одинаково ориентированными; при малых размерах зерен получается микродиабластная структура.

Волокнистая (фибро- или нематобластная) — зерна минералов вытянуты в одном направлении.

Милонитовая — порода дроблена полностью, с заметной полосатой или сланцеватой структурой или без нее.

5. Часто наблюдаются реликтовые или остаточные структуры, названные Седергольмом палимпсестовыми.

Гелицитовая структура — одна из разновидностей реликтовой; сохраняются следы первичной сланцеватости.

В зависимости от структур первичных пород, давших начало тем или иным из метаморфических пород, реликтовые структуры обозначают терминами: в случае магматических первичных пород — бластогранитовые структуры, бластоофитовые, бластодиабазовые, бластопорфировые и т. д.; в случае осадочных — бластопсефитовые, бластопсамитовые, бластопелитовые и пр.

Под влиянием одностороннего давления горные породы иногда образуют микроскопически мелкие складки; такого рода строение их называется плойчатым.

Можно отметить следующие особенности процесса перекристаллизации при метаморфизме:

1. Мелкие кристаллы исчезают, заменяясь крупными (глинистый сланец → слюдяной сланец → гнейс → гранитоидные породы).

2. Благоприятно ориентированные кристаллы растут, остальные исчезают или прекращают свой рост. Так, слюды в сланцах ориентируются в одном кристаллографическом направлении.

3. Неустойчивые минералы растворяются, образуются устойчивые (арагонит замещается кальцитом).

4. Поры выполняются, в особенности в осадочных породах.

5. При стрессе (т. е. одностороннем давлении) образуются минералы с наименьшим молекулярным объемом.

6. Часто перекристаллизация сопровождается некоторым изменением химического состава как результат привноса и замещения.

В основе при метаморфизме получаются новые минералы, новый парагенез их и новые горные породы. Характерно развитие ряда пластинчатых или вытянутых минералов — слюд, амфиболов, хлоритов, относительные размеры которых в общем следующие:

Слюд около 10 : 1; амфиболов около 4 : 1; кварца и полевых шпатов $1^1/_2 : 1$.

Благодаря этому метаморфические породы часто приобретают сланцевую структуру. В некоторых случаях перекристаллизованное вещество располагается слоями.

3. Причины образования метаморфических пород

Основными причинами глубокого преобразования горных пород являются давление P, температура T и состав или концентрация C.

Роль такого фактора, как время, трудно учитывать. Следует иметь в виду, что скорость реакции перекристаллизации и преобразования горных пород увеличивается по мере повышения температуры, давления, привноса летучих компонентов. В ряде случаев в недислоцированных или слабо дислоцированных районах осадочные породы, образовавшиеся, например, в кембрийское время и даже в докембрии, сохранились до нашего времени почти без изменений (синие кембрийские глины Ленинградской области, глинистые сланцы докембрия Финляндии). В то же время третичные породы в других местах преобразовались в кристаллические сланцы (третичные кристаллические сланцы Альп и других горных цепей).

Давление P. Давление может быть двоякого рода: 1) гравитационное давление, обусловленное налеганием вышележащих

пород, большей частью всестороннее, и 2) давление одностороннее (сдавливание или стресс). Причина последнего связана в одних случаях с горообразующими процессами, в других — с давлением магмы. Без одностороннего давления из глинистых пород образуются массивные андалузитовые роговики, при давлении магмы — андалузитово-серицитовые и другие сланцы. Гравитационное давление повышается по мере погружения геосинклиналей, излияния лавовых покровов и т. д. Проявление действия давления на породы носит название динамометаморфизма; сам по себе динамометаморфизм приводит лишь к чисто механическому дроблению горных пород без химического или минералогического изменений их.

В совокупности же с другими агентами метаморфизма давление может вызывать глубокие преобразования горных пород. Под влиянием давления горные породы могут испытывать изменения — кластические, пластические и бластические; при кластических деформациях кристаллы дробятся на более и менее мелкие осколки. Эти явления происходят главным образом вблизи поверхности земли; у самой поверхности земли могут быть заметны открытые трещинки, на глубине они закрыты и крепость дробленой породы по существу в общем не изменяется.

При пластических деформациях кристаллы изгибаются в пределах их упругих свойств, иногда с явлениями скольжения.

Бластические деформации связаны с процессами перекристаллизации и происходят на глубине при воздействии не только давления, но также *T* и *C*.

Температура *T*. Имеются три основных источника тепла, способствующего процессам метаморфизма: 1) высокие температуры глубин земной коры в связи с геотермическим градиентом; 2) присутствие на различных глубинах интрузий; 3) поднятие перегретых базальтовых магм, несущих с собой большие запасы тепла. Возможно, большую роль играет также радиоактивность недр земли.

Температуры на первых стадиях кристаллизации следующие: базальтовые магмы обладают температурой около 1200° — 1300°, пегматитовые остаточные расплавы (растворы) около 500°.

Горные породы — плохие проводники тепла. Если, как предполагает Гроут, магма, нагретая до 1000°, инъекцируется в известняк, температура которого 0°, последний настолько медленно проводит тепло, что на расстоянии 100 *м от* контакта известняк будет нагрет до 110° только через 100 лет; выделяющиеся летучие компоненты ускоряют этот процесс. Точно так же очень медленно происходит нагревание при опускании пород в областях геосинклиналей; на глубине 16 *км* температура, вероятно, не более 500°; более высокие температуры указывают на близость магматических масс или каких-либо химических или физико-химических процессов.

Высокие температуры ускоряют химические реакции, независимо от того, присутствует ли вода или нет; однако в процессе метаморфизма вода и водные растворы играют огромную роль. При высоких температурах растворимость веществ увеличивается, значительно увеличивается флюидность растворов, что помогает повышению интенсивности процессов диффузии. Охлаждение, наоборот, способствует кристаллизации. Характерно то, что при температурах между 0 и 100° вода быстрее растворяет силикаты, чем кварц; при 200—300°, наоборот, легче растворяется кварц; присутствие в воде щелочных бикарбонатов повышает растворимость кварца; при высоких температурах, наоборот, чистая вода является лучшим растворителем кварца (Грунер, 1930).

Температурные условия влияют на ход и более сложных реакций; реакции могут в таком случае быть обратимыми, например следующая реакция:

$$\underset{\text{форстерит}}{2Mg_2SiO_4} + H_2O + CO_2 \rightleftarrows \underset{\text{тальк}}{Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2} + \underset{\text{магнезит}}{MgCO_3}.$$

При понижении температуры реакция идет направо, при повышении — налево. Эта реакция имеет огромное значение на практике при изготовлении высокоогнеупорных магнезиальных материалов.

Давление также играет при этих реакциях большую роль. При увеличении давления реакция идет в сторону образования минералов с наименьшим молекулярным объемом, и наоборот. Закон объемов, связанный с ролью давления, может быть также обратимыми реакциями:

$$\underset{\text{анортит}}{CaO.Al_2O_3.2SiO_2} +$$

$$+ \underset{\text{оливин}}{2(Mg, Fe)O.SiO_2} \rightleftarrows \underset{\text{гранат}}{CaO.2(Mg, Fe)_2.Al_2O_8.3SiO_2}$$

Для указанных трех минералов молекулярный объем следующий:

$$\left(\text{молекулярный объем} = \frac{\text{молекулярный вес}}{\text{удельный вес}}\right):$$

Анортит	101,1	145
Оливин	43,9	
Гранат		121
Разница . . .		24

Аналогичные вычисления могут быть применены к различным другим горным породам.

Так, ориентировочно, диорит, образующийся при высоких температурах, состоит из андезина и роговой обманки. Суммарный молекулярный объем его 463.

Суммарный молекулярный объем пироксенового гнейса того же химического состава, состоящего из альбита, авгита и кварца, образовавшегося при большом давлении и сравнительно малой температуре, равен всего 376, разница — 87.

Для того чтобы установить парагенез минералов, которые могут выделяться при тех или иных воздействиях температуры, давления и в особенности химического состава, построены разнообразные диаграммы, из которых особенно часто применяются трехкомпонентные. Эти диаграммы дают представление о возможных условиях сосуществования различных минералов, т. е. о возможном парагенезе их.

Весь механизм процесса метаморфизма, изменения систем равновесия, фактически заключается в реакциях растворения и осаждения тех или иных минералов в присутствии воды, в связи с чрезвычайно медленными процессами диффузии; в последних вода играет роль среды, в которой протекает реакция.

Система равновесий этих процессов полностью регулируется температурой, давлением и концентрацией. Если равновесие нарушается, начинается реакция между минералом и окружающей его средой, а так как все время происходят изменения указанных трех факторов, все время идут и реакции в ту или иную сторону.

Так как некоторые минералы чрезвычайно медленно реагируют с окружающей средой, можно получить ложное впечатление о стабильности того или иного из этих минералов. Во всяком случае при дей-

ствии высоких температур и давлений, в присутствии высоко нагретой воды и достаточного количества времени весь данный парагенетический комплекс может с течением времени преобразоваться в иной парагенетический комплекс, устойчивый при новых условиях.

Значение давления и температуры в процессе изменения карбонатов, играющих крупную роль в процессах метаморфизма, в особенности контактного, весьма велико. При увеличении температуры из различных минералов при разных температурах выделяется не только вода, но из таких минералов, как карбонаты, также и CO_2; в первом случае происходит дегидратизация гидратных минералов, во втором — получается свободная CO_2 и сильное основание — CaO, которое энергично, в особенности *in statu nascendi*, т. е. в момент своего образования, реагирует с другими веществами, в первую очередь с SiO_2, образуя силикаты, в частности волластонит, $CaSiO_3$.

Большую роль в процессе метаморфизма играет также гидролиз, имеющий место там, где присутствуют массы сильно разбавленных растворов.

H_2O и CO_2 как подвижные компоненты горных пород играют основную роль в процессе минералообразования при метаморфизме; образование новых минералов, содержащих воду или углекислоту, зависит не от случайного распределения воды и углекислоты, но прежде всего от температурных условий.

В ряде случаев образовавшийся парагенетический комплекс минералов с характерными структурами выходит на поверхность, не успевая приспособиться к новым условиям низких температур и давлений. Это происходит тогда, когда эти парагенетические группы сравнительно быстро продвигаются к поверхности при энергичной эрозии в областях орогена; в других случаях может происходить процесс приспособления пород, метаморфизованных в условиях высоких температур и давлений, к новым условиям более низких температур и давлений, т. е. процесс преобразования пород идет в обратном порядке (*обратный* или *ретроградный метаморфизм* или *диафторез*).

Глубинные зоны

Как показали почти одновременно Грубенманн в Швейцарии, Бекке в Австрии и Ван-Хайз в США, процессы метаморфизма и реакции парагенетических сообществ происходили неодинаково на разных глубинах в земной коре. Ими разработано было учение о трех метаморфических глубинных оболочках или зонах, с различными условиями в них T и P. Это учение сыграло крупную роль при разрешении ряда вопросов образования метаморфических пород и в учении о рудных месторождениях. Согласно Грубенманну, различают три главные зоны:

1) верхнюю, или *эпизону*, — давление небольшое, температура не особенно высокая; процессы метаморфизма идут часто под влиянием одностороннего давления с образованием катаклазов и с заменой безгидроксильных минералов минералами, содержащими гидроксил или воду;

2) среднюю зону, или *мезозону*, — давление и температура средние; идут реакции с образованием ряда минералов, не содержащих гидроксила наряду с немногими, содержащими его; катаклазы отсутствуют, развивается сланцеватая текстура;

3) нижнюю зону, или *катазону*, — температура высокая, приближающаяся к температуре плавления пород, сильное гравитационное давление, частью и направленное; образуются безгидроксильные или малогидроксильные минералы; сланцеватая текстура ослабляется, кристаллизация более крупная.

Кроме того, Седергольм, изучая докембрий Финляндии, указал на существование зоны палингенеза или анатексиса, где температуры настолько велики, что могут происходить процессы полного или частичного расплавления и ассимиляции горных пород и повторная их кристаллизация при охлаждении. Минералы, образующиеся в этих зонах, неодинаковы при одном и том же химическом составе пород. Так, в первичных осадочных породах, близких к мергелистым, т. е. к таким, в которых главную роль играют $CaCO_3$, Al_2O_3 и SiO_2, первичные минералы: кальцит, кварц, каолинит.

В условиях метаморфизма парагенез того же химического комплекса следующий:

В мезозоне: кальцит, корунд, кварц, волластонит, дистен, цоизит.

В катазоне: кальцит, корунд, кварц, силлиманит, волластонит, анортит, гроссуляр.

Другой пример касается осадочных пород с первичными парагенезом: кальцит, доломит, кварц, с исходными соединениями SiO_2 — $CaCO_3$ — $MgCO_3$; в катазоне получается парагенез: кальцит, кварц, волластонит, энстатит, авгит, форстерит, диопсид.

В системе MgO — SiO_2 — Al_2O_3 в катазоне образуются периклаз, шпинель, корунд, силлиманит, кварц, ромбический пироксен, форстерит (оливин), кордиерит, гранат.

Главнейшие минеральные составы зон представлены в табл. 36.

Характерные для отдельных зон основные структуры и текстуры приведены в табл. 37, составленной Грубенманном.

Источниками тепла при метаморфизме, по мнению некоторых петрографов, являются только магматические процессы; другими словами, метаморфизм обусловлен постмагматическим жидким привносом. Эти влияния проявляются на расстоянии многих километров от контакта, сопровождаются образованием высокотемпературных минералов, содержащих в частности и гидроксил. На всех глубинах в наиболее высокотемпературных условиях, однако, остаются устойчивыми такие минералы, как биотит и роговая обманка, в то время как хлорит, мусковит и др. устойчивы лишь при более низких температурах.

Из трех минералов состава Al_2SiO_5 силлиманит устойчив при высокотемпературных условиях, дистен — среднетемпературных (и высоком давлении) и андалузит — сравнительно низкотемпературных (присутствует частью в андалузитовых филлитах); на незначительных глубинах силлиманит образуется только в особенно высокотемпературных контактах, например в высокотемпературных роговиках. Дистен на малых глубинах не образуется. С уменьшением давления (глубины) возможности образования дистена уменьшаются.

В системе Al_2O_3 — CaO — $(Mg, Fe)O$ с избытком SiO_2 в высокотемпературном парагенезе в условиях гипабиссальных (например, окрестности г. Осло) образуется роговиковая фация, притом не с альмандином, богатым магнием, а с кордиеритом. На больших глубинах кордиерит заменяется альмандином. Однако отсюда нельзя сделать вывод, что и эклогит, состоящий из пироксена и граната, образуется на значительных глубинах — геологические условия противоречат этому; эклогиты присутствуют также в породах, образовавшихся на сравнительно небольших глубинах, в частности в областях надвигов альпийского типа. Образование гранатов пироп-альмандинового ряда требует значительного давления, однако на очень больших глубинах богатые пироповым компонентом гранаты снова становятся неустойчивыми и место эклогитов занимают гиперстен — плагиоклазовые гнейсы.

Таблица 36

Таблица главнейших минеральных составов зон

Зона	Si	Ca	Mg	Si + Ca	Si + (Mg, Fe)	Si + (Mg, Fe) + Al	Si + Ca + + Al + (Mg, Fe)	Si + Al (Fe) + + Na	Si + Al + + K	Si + Al + K + Fe + + Mg	Si + Al	Fe	Ti
Эпи-зона	Кварц	Доломит Кальцит	Магнезит Брусит	Кварц + + Кальцит Тремолит Актинолит	Серпентин Тальк Хлориты	Альмандин	Эпидот Цоизит	Альбит Парагонит	Серицит	Серицит + + руда + + хлорит	Серицит	Сидерит Пирит Гематит Магнетит	Титанит Рутил
Мезо-зона	Кварц	Кальцит	Брусит	Тремолит Актинолит Амфиболы	Куммингтонит Антофиллит Грюнерит	Хлорит Биотит Флогопит Альмандин (Пироп) Ставролит	Амфибол Эпидот Цоизит	Богатый Na плагиоклаз Натровые амфиболы	Мусковит (Калиевый полевой шпат)	Биотит	Дистен	Гематит Пирит Магнетит	Титанит Рутил
Ката-зона	Кварц	Кальцит	Периклаз	Амфиболы Волластонит Пироксены Диопсид	Ромбические пироксены Оливин	Биотит Флогопит Кордиерит Гранат Шпинель Геденбергит Андрадит	Основной плагиоклаз Анортит Гроссуляр Везувиан Скаполит	Плагиоклаз Натровые амфиболы Натровые пироксены	Калиевый полевой шпат	Биотит	Андалузит Силлиманит	Магнетит (Пирит) Пирротин	Титанит Рутил Ильменит

Таблица 37

Таблица структур и текстур глубинных зон
(по Грубенманну)

Зоны	Преобладающие структуры	Преобладающие текстуры
Верхняя зона (эпизона)	Катакластическая порфирокластическая, реликтовая, порфиробластическая	Тонкосланцеватая, вытянутая плойчатая (гелицитовая)
Средняя зона (мезозона)	Порфиробластическая до гомеобластической, келифитовая	Кристаллизационная сланцеватость обычного чешуйчатого линейного, очкового, полосчатого характера, слоистая
Нижняя зона (катазона)	Гомеобластическая, главным образом гранобластическая, роговиковая, ситовидная, бластогранитная, бластоофитовая и др.	Очковая до почти массивной полосатая (инъекция)

Роль глубин и их влияние на парагенез при образовании контактных и регионально измененных пород представлена по Коржинскому прежде всего тремя фациями:

1. Наиболее глубинная — алданская фация. Парагенез ее следующий: кварц — кальцит — анортит и доломит — форстерит. Породы пропитывались, по его мнению, магматическими возгонами при значительном давлении. Такого рода парагенез известен в районах Сибирского щита, Украинского кристаллического массива, о. Мадагаскара и др.

2. Богемская фация. Для нее характерны диопсидовые породы («пироксениты»); диссоциирующийся при меньшей глубине и меньшем давлении доломит уступает место периклазу; раскристаллизация менее интенсивна, преобладают более мелкозернистые кристаллические сланцы (Богемский массив).

3. Кальцит-гроссуляр-анортитовая фация (обычный тип метаморфизма карбонатных пород). Парагенез: кальцит — волластонит — гроссуляр, везувиан, анортит. Соответствует широкому геологическому интервалу от метаморфизма регионального, но с неравномерной и неполной перекристаллизацией, до условий ореоловых роговиков вокруг лакколитовых интрузий.

4. Типы метаморфизма

В зависимости от того, какие агенты играют роль при глубоком преобразовании горных пород и каково происхождение этих агентов, различают несколько типов метаморфизма, из которых главные: динамометаморфизм, автометаморфизм, контактный метаморфизм и региональный (глубинный) метаморфизм. Кроме того, иногда выделяют как самостоятельные типы, играющие подчиненную роль, термальный, гидротермальный и пневматолитовый метаморфизм. Своеобразный характер носит обратный или ретроградный метаморфизм (диафторез).

В процессе динамометаморфизма магмы и ее летучие составные части не принимают участия. Без ее участия идет также процесс ретроградного метаморфизма.

При типичном динамометаморфизме главное изменение пород вызывается сильным давлением стрессового характера. Динамометамор-

физм приводит к дроблению породы и ее составной части без изменения состава. Получаются катаклазированные породы — милониты, при очень тонком дроблении — ультрамилониты.

В случае нормального контактного пневматологического и регионального метаморфизма, а также автометаморфизма обычно видную роль играют летучие и флюидные, легко подвижные компоненты магмы. Эти компоненты выделяются из магмы по мере ее кристаллизации при остывании в более или менее значительных количествах.

Сперва при сравнительно высоких температурах происходит кристаллизация нелетучих компонентов с образованием тех минералов, которые характерны для магмы того или иного состава. По мере выделения этих минералов в магме увеличивается концентрация летучих компонентов, которые накапливаются в остаточном расплаве все в большем количестве вместе с K_2O, Na_2O, SiO_2, а также и Al_2O_3.

Вместе с тем растет давление паров и газов в остаточном расплаве и выделяется газовая, пневматолитовая фаза, богатая H_2O. F, Cl, B и т. д. Одновременно идет также выделение летучих соединений тех или иных металлов, различных для различных магм.

Дальнейшая судьба выделяющихся из магмы летучих и легкоподвижных компонентов может быть различна.

1. Летучие вещества, или пневматолиты, проходя через уже остывшие части магматического бассейна, преобразованные в горные породы, вступают во взаимодействие с ними и вызывают образование новых минералов вместо первичных магматических минералов. Происходит преобразование остывающих пород собственными, выделившимися из той же магмы летучими. Такого рода процесс носит название автометаморфизма.

2. Летучие компоненты могут уходить за пределы давшей им начало магмы или образовавшихся из последней горных пород и проникать в окружающие породы. Изменения, происходящие в этих породах под влиянием летучих, называются процессами контактного метаморфизма; одновременно эти породы прогреваются магмой; нередко в них же проникают также и остаточные расплавы, обогащенные летучими; под влиянием остаточного расплава и самих летучих происходят процессы замещения привносимыми веществами одних минералов другими, т. е. происходит метасоматоз, который обычно сопровождает контактный метаморфизм.

В том случае, когда процессы преобразования пород происходят на глубинах при более или менее высоких температурах и давлениях, причем здесь также может наблюдаться привнос флюидных компонентов, метаморфизм называют глубинным или региональным; он захватывает огромные области и по существу является повсеместным, начиная с тех или иных глубин.

Метаморфизм, сопровождающийся привносом нового вещества в преобразуемые породы, называется также аддитивным.

После того как температура магмы достигнет критической температуры воды (около 400° и ниже), пневматолитические процессы сменяются гидротермальными при одновременно сравнительно низком давлении (гидротермальный метаморфизм).

Летучие компоненты, выделяющиеся из высокотемпературных более глубоких частей магматического бассейна, поднимаясь, проникают через верхние охлажденные части той же магматической интрузии; при этом происходят процессы сперва пневматолитического, при дальнейшем охлаждении — гидротермального характера.

В зависимости от тех пород, в которых такого рода процессы происходят, различают процессы серпентинизации, альбитизации, эпидотизации, соссюритизации, мусковитизации, грейзенизации и др.

Эти процессы имеют крупное практическое значение, так как с ними связаны явления миграции и концентрации в частности ряда ценных элементов (Au, Ag, Pb, Zn, Sn и т. д.).

Серпентинизация связана с ультраосновными породами, обычно богатых оливином. В то же время ультраосновные магмы содержат довольно значительные количества летучих компонентов, которые по мере кристаллизации магмы выделяются из нее и воздействуют на уже затвердевшие части ультраосновного массива; под их влиянием оливин, частью и пироксен, переходят в серпентин. Серпентинизация проникает на значительные глубины внутрь ультраосновного массива.

Образование серпентина связано с привносом в перидотит главным образом H_2O и CO_2 и выносом из него FeO и SiO_2:

$$\underset{\text{оливин}}{3(9Mg_2SiO_4 \cdot Fe_2SiO_4)} + 36H_2O + 6SiO_2 + O_2 =$$

$$= \underset{\text{серпентин}}{18(H_4Mg_3Si_2O_9)} + \underset{\text{магнетит}}{2Fe_3O_4}.$$

Проще следующие уравнения:

$$3Mg_2SiO_4 + 4H_2O + SiO_2 = 2H_4Mg_3Si_2O_9,$$

или

$$2Mg_2SiO_4 + 2H_2O + CO_2 = H_4Mg_3Si_2O_9 + MgCO_3.$$

Серпентинизация происходит в твердой среде, как и другие виды автометаморфизма, сопровождаясь выносом одних веществ и заменой их другими вносимыми веществами, т. е. носит характер метасоматоза.

В результате серпентинизации ультраосновные породы постепенно переходят в серпентиниты — плотные, часто зеленые или зеленовато-черные породы, иногда желтые, коричневатые и иные пятнистые или полосатые с матовым блеском и занозистым изломом, сравнительно небольшой твердости. Состоят они из очень тонковолокнистого хризотила (хризотиловые серпентиниты), в других случаях из мелких листочков антигорита (антигоритовые серпентиниты). Присутствуют иногда остатки первичных минералов: оливина, ромбических и моноклинных пироксенов.

Крупнейшее практическое значение серпентинитов заключается в присутствии в них разнообразных ценнейших ископаемых — кроме хромита и асбеста, также руд Pt (район Нижнетагильска и др.), Au, Ni, Co. С ними же связаны месторождения магнезита и талька.

Грейзенизация по существу процесс, аналогичный серпентинизации. Образуется грейзен, состоящий главным образом из кварца и слюды; последняя часто содержит литий. Грейзены являются большей частью продуктами автометаморфного изменения гранитов под влиянием тех пневматолитов, которые выделяются из гранитной магмы при ее кристаллизации. Гранитные остаточные расплавы несут, кроме H_2O, F, Cl, B и др., а также летучие соединения различных металлов, в их числе Sn, W; они выносят также Au и другие элементы.

В пневматолитическую фазу эти вещества постепенно замещают первичные составные части того гранита, который образовался из той же магмы. Из полевых шпатов и других минералов выносятся Na_2O, CaO, MgO и иные их составные части; взамен этих минералов образуются новые — в первую очередь мусковит, лепидолит, кварц.

Одновременно накапливаются в ряде случаев касситерит и вольфрамит.

В результате пневматолитического метасоматоза получается зернистая, иногда довольно крупнозернистая порода, светлоокрашенная, состоящая из неправильных зерен кварца и листочков светлой слюды. К ним присоединяются неправильной формы зерна и кристаллы топаза (топазовые грейзены), турмалина (турмалиновые грейзены). Если порода мелкозерниста и обладает роговиковой структурой, она называется топазовым роговиком, турмалиновым роговиком и т. д.

Содержание кремнекислоты в грейзенах обычно превышает 80%.

В процессе грейзенизации образование минералов сменяется в следующем порядке: турмалин → слюда и топаз → касситерит → каолинит.

Грейзены представляют собой породы большого практического значения, так как к ним приурочены в ряде случаев ценные месторождения олова, вольфрама, золота и др.

Ряд других автометаморфических процессов происходит при температурах ниже 400°, когда пневматолитические процессы сменяются гидротермальными (гидротермальная фаза автометаморфизма). При этих условиях такие летучие, как B, Cl и др., играют меньшую роль; их место занимает H_2O, CO_2. Образуются новые минералы, устойчивые при новых условиях, например такие, как альбит, эпидот, хлорит и др.; широко распространена альбитизация, связанная с гидролизом плагиоклазов и с выносом из них CaO и части Al_2O_3; в результате этого получаются новообразования более устойчивого альбита. Вынесенные из плагиоклаза CaO и Al_2O_3 дают начало эпидоту в виде мелких и крупных зерен и агрегатов их; происходит эпидотизация, обычно сопровождающая процесс альбитизации.

При более низких температурах автометаморфизм плагиоклазов проявляется в соссюритизации, т. е. распаде плагиоклазов на мелкозернистый агрегат альбита и цоизита (соссюрит). Таким путем образуются, в частности, соссюритовые габбро.

Присутствующие в основных и средних породах темноцветные минералы, содержащие MgO и FeO, в процессе автометаморфизма метасоматически замещаются большей частью волокнистым амфиболом (амфиболизация, уралитизация), а при еще более низких температурах — хлоритом (хлоритизация).

В ряде случаев путем автометаморфизма могут происходить также процессы замещения полевых шпатов по преимуществу в кислых и средних породах: мусковитом (мусковитизация), серицитом (серицитизация), каолинитом (каолинитизация).

Контактный метаморфизм проявляется различно в зависимости от того, какие породы подвергаются его воздействию и каков характер интрудирующей магмы.

Различают контактный метаморфизм экзогенный, проявляющийся во вмещающих породах, и эндогенный, наблюдаемый в самих интрудирующих породах.

Температура магм колеблется в контактах в некоторых пределах. Так, базальтовые магмы редко достигают температуры, превышающей 1300°. Обычно их температура менее 1200°; имея в виду присутствие летучих компонентов, следует думать, что их температура в ряде случаев спускается до 900—800°. Температура кислых магм близка к 800—600°, т. е. достигает температуры инверсии кварца.

Контактный метаморфизм глинистых пород. Характерной особенностью глинистых пород является сравнительно значительное содержание в них Al_2O_3, а также постоянное присутствие других окислов, в частности MgO, FeO, нередко CaO. Не менее харак-

терно сравнительно большое содержание щелочей, обычно свыше 2%, также постоянное присутствие H_2O (свыше 7%).

В результате сложного химического состава глинистые породы дают начало большому разнообразию контактно-метаморфических пород, а самые процессы их перекристаллизации под влиянием контактного метаморфизма происходят особенно интенсивно и сравнительно быстро в связи с дисперсным строением этих пород.

В области контакта глинистых пород с интрузивными породами возможно выделить три главные зоны, отличающиеся друг от друга различными температурными условиями: 1) приконтактную зону, находящуюся в непосредственном соприкосновении с интрузией, 2) среднюю зону и 3) краевую зону, наиболее удаленную от контакта.

При действии интрузии углистое вещество глинистых пород начинает скапливаться в отдельные пятна; одновременно происходит слабая перекристаллизация дисперсных частиц породы с образованием мелких чешук биотита, также и зерен кварца. Получаются пятнистые сланцы — довольно плотные тонкозернистые породы, с темными пятнами на поверхности сланцеватости.

Окислы железа, содержавшиеся в первоначальной породе, образуют мелкие октаэдры магнетита, появляются мелкие и более крупные неправильные зерна андалузита, содержащие большое количество включений кварца. Процесс образования андалузита в данной стадии может быть изображен в следующем виде:

$$\underset{\text{каолинит}}{H_4Al_2Si_2O_9} \rightarrow \underset{\text{андалузит}}{Al_2SiO_5} + SiO_2 + 2H_2O.$$

Если первоначальная порода содержала заметные количества железа и магния, вместо андалузита образуется кордиерит в виде неправильных изометричных зерен.

По мере перекристаллизации зерна обоих минералов вырастают; появляются мелкие узелки на поверхности сланцеватости породы; одновременно увеличиваются размеры остальных минералов. Получаются узловатые сланцы.

Среди мелко- и среднезернистого кварц-слюдистого агрегата с роговиковой структурой вырастают крупные, часто белые призматические кристаллы андалузита. Породы такого рода называются андалузитовыми сланцами, а при отсутствии сланцеватости — андалузитовыми роговиками.

В отличие от андалузитовых роговиков, в кордиеритовых роговиках развивается массивная, в общем среднезернистая роговиковая структура благодаря характерным изометричным очертаниям как кварца, так и кордиерита.

Средняя, более высокотемпературная, стадия перекристаллизации характеризуется появлением, кроме кварца и кордиерита, размеры зерен которых увеличиваются, также гиперстена и железистого граната. При отсутствии гиперстена появляется мусковит. Кордиерит получает значительное развитие.

При меньшем содержании окислов железа за счет мусковита может развиваться ортоклаз, сравнительно высокотемпературный. Na_2O и CaO, содержащиеся в породе, дают начало альбиту и кислым плагиоклазам. Кристаллы плагиоклазов и ортоклаза могут достигать иногда довольно крупных размеров.

Характерные для этой стадии породы — роговики — массивные с мелко- и среднезернистой роговиковой структурой, состоящие из различных минералов. Среди этих роговиков различают биотит-кордиеритовые, гиперстен-биотит-кордиеритовые, гра-

натсодержащие биотит-кордиеритовые роговики и др.

Высокотемпературная стадия контактного метаморфизма характеризуется сильным развитием кристаллов гиперстена, появлением силлиманита, сопровождающего кордиерит. K_2O породы идет на образование ортоклаза. Явно выступает процесс разрушения биотита и замены его кордиеритом, гиперстеном и силлиманитом.

В обедненных кремнекислотой и обогащенных Al_2O_3 породах образуются корунд и плеонаст. В общем получаются крайне разнообразные гнейсы и роговики, носящие название по преобладающим характерным минералам. Сюда относятся гнейсы кордиеритовые, гранат-силлиманитовые, силлиманитовые; роговики кордиеритовые, плеонаст-ортоклазовые и др.

В ряде других контактно-метаморфических первично-глинистых пород наблюдаются явные следы привноса щелочей, главным образом окиси калия. Это выражается в образовании в них полевых шпатов в виде белых кристаллов и зерен на черном фоне самой природы. Получаются фельдшпатизированные сланцы, происхождение которых обычно связывают с привносом щелочей из интрузий, преимущественно гранитных, особенно крупных размеров и богатых летучими.

По мере приближения к контакту породы становятся все более крупнозернистыми и переходят в слюдяные гнейсы — сланцеватые породы, в состав которых входят кварц, калиевый полевой шпат, кислые плагиоклазы, биотит.

В непосредственном контакте на глубинах, т. е. там, где давление удерживает в магме летучие компоненты, происходят явления инъекции (табл. XXXI, фиг. 3). Этот процесс заключается в том, что обычно из гранитной магмы выделяются последние легко подвижные остаточные расплавы, обогащенные летучими. Эти расплавы (флюиды) проникают в окружающие породы по трещинам, раскалывающим породы на отдельные глыбы, — в таком случае получается инъекционная (эруптивная) брекчия (табл. XXXI, фиг. 1 и 2); если же инъекцируемая порода сланцеватая или слоистая, инъекция происходит по сланцеватости или слоистости; получаются полосатые породы, состоящие из прослоев, обогащенных биотитом одновременно с примесью зерен кварца и полевых шпатов, продуктов перекристаллизации исходных осадочных пород — и из светлых полос магматического происхождения, образованных массивным зернистым агрегатом кварца и полевых шпатов. Породы такого рода, смешанные из двух пород — осадочной и магматической, — называются мигматитами. В частности, полосатые породы, состоящие из кварца, полевых шпатов и биотита, называются ленточными, или полосатыми гнейсами (табл. XXXI, фиг. 3, XXXII, фиг. 1).

Если различия между постепенно преобразующимися остатками, с одной стороны, осадочных пород (или иных), с другой — магматическими компонентами в значительной степени сглаживаются, получаются небулиты (табл. XXXII, фиг. 2); на светлом фоне породы рассеяны неправильной формы, иногда слабо заметные, несколько более темные пятна, как бы облака.

В конечном итоге образуются породы, ни по структуре (среднезернистая, массивная), ни по составу (кварц, калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, биотит) не отличимые от гранитов. Такого рода граниты можно называть гибридизированными.

На смену учения об инъекции в настоящее время многими петрографами выдвигается как основное в процессе метаморфизма, в частности контактного, учение о метасоматозе как главной причине преобразования горных пород. При этом предполагается привнос из

гранитных, по преимуществу, магм флюидов, проникающих путем пропитывания через измененные осадки или *метаосадки*; эти флюиды постепенно замещают одни минералы другими; особенно интенсивную роль в процессе метасоматоза играют K_2O, Na_2O, частью и SiO_2. Щелочные компоненты корродируют ранее существовавшие минералы, замещая их калиевым полевым шпатом (*калиевый метасоматоз*), частью альбитом (*натровый метасоматоз*). В результате такого замещения получаются метасоматические граниты, образующиеся на месте, in situ, в отличие от гранитов интрузивных; метасоматические граниты отличаются от интрузивных коррозионной структурой, вместо гипидиоморфнозернистой, характерной для последних.

Процессы такого рода носят название процессов *гранитизации*. Существование в природе этих явлений все более и более подтверждается новыми фактическими данными.

Процессы контактного метаморфизма путем привноса и связанного с привносом процесса метасоматоза в ряде случаев не отличимы от тех процессов и конечных продуктов, которые получаются при процессах глубинного (регионального) метаморфизма.

Контактный метаморфизм песчаников и конгломератов. Песчаники обладают довольно разнообразным составом в связи с непостоянным составом как кластических составных частей (большей частью кварц, частично полевые шпаты, глауконит и др.), так и цемента (кремнистый, глинистый, карбонатный и т. д.).

Песчаники, богатые кремнекислотой, перекристаллизовываются с трудом и переходят обычно в *кварциты*.

Из менее чистых песчаников при высокотемпературном метаморфизме образуются *слюдистые кварцевые роговики*, сильно обогащенные кварцем и содержащие то биотит, то мусковит. При большом количестве примесей могут образоваться *гранатовые, полевошпатово-кордиеритовые роговики*, богатые кварцем, вплоть до *кварцевых кордиеритовых гнейсов*, иногда *с гранатом*.

В присутствии органического вещества образуются *графитовые кварциты*. Мергелистый цемент вызывает образование ряда таких минералов, как эпидот, гранат и др.

В конгломератах обычно изменяется только цемент. Новый парагенез минералов зависит от состава цемента и тождественен с тем, который получается в песчаниках.

Контактный метаморфизм карбонатных пород. При контактном метаморфизме карбонатных пород происходит простая перекристаллизация составных частей их; в связи с привносом газоводных дистиллатов магмы (флюидов) происходит процесс метасоматоза.

Обычно карбонатные породы обладают сложным минералогическим и химическим составом вследствие примеси к карбонатным минералам, характеризующимся содержанием CaO и MgO, также глинистых и песчанистых материалов. Поэтому даже при простой перекристаллизации нечистых карбонатных пород принимает участие большое число окислов, из которых главные CaO, MgO, Al_2O_3, SiO_2, частью также FeO.

Основной реакцией перекристаллизации карбонатных пород, помимо диссоциации кальцита, являются следующие:

1. *Диссоциация кальцита* при повышении температуры и вытеснении углекислоты кремнекислотой:

$$CaCO_3 + SiO_2 \rightleftarrows CaSiO_3 + CO_2.$$

2. Диссоциация доломита с образованием сравнительно устойчивого минерала — периклаза (MgO), легко переходящего путем гидратации в брусит [$Mg(OH)_2$].

Образующиеся при диссоциации карбонатов окислы MgO, в особенности CaO, вступают в реакции с другими соединениями в зависимости от температурных условий (от близости контакта).

3. К процессу перекристаллизации присоединяется процесс метасоматоза в результате привноса из магмы таких веществ, как H_2O, F, Cl, H_2, S, P и др., также и летучих соединений частично с металлами (Fe в виде $FeCl_3$), возможно некоторого количества Al в виде $AlCl_3$ и др.

4. Одновременно происходит привнос из магмы разнообразных ценных элементов, в том числе редких и рассеянных элементов, кристаллизуется большое количество различных новых минералов, а сами карбонатные породы преобразуются в простейшем случае в кристаллические известняки, в случае образования новых минералов — в силикатные известняки, вплоть до известково-силикатных пород, в которых карбонаты почти совершенно исчезают.

К числу таких преобразованных в контакте с магмой карбонатных пород относятся скарны.

Скарнами называются обогащенные рудами контактные метасоматические, частью и конкреционные, образования, получающиеся при содействии газовидных дестилляций магмы, состоящие из Ca — Fe и Fe — Mg-силикатов, часто с примесью соединений железа и сульфидов. Образуются они на контакте известняков, иногда и других пород, например туфов, с магматическими породами (гранитами, гранодиоритами, сиенитами и др.).

Среди скарнов различают две основные группы:

1) скарны высокотемпературные (температура образования их выше 400°); в минералогическом отношении они характеризуются как гранато-пироксеновые породы;

2) скарны низкотемпературные (температура образования ниже 400°); обычно они роговообманковые.

Высокотемпературные скарны — мелкозернистые до крупнозернистых породы, состоящие из граната, желтого или буроватого в шлифе, и геденбергитового диопсида. Кроме того, присутствует ряд других минералов, в их числе везувиан, скаполит и др. Из рудных минералов чаще всего присутствует магнетит, иногда сопровождающийся сульфидами Fe, Cu, Zn, Pb и др.

Низкотемпературные скарны состоят главным образом из обыкновенной зеленой роговой обманки, также и из других гидроксилсодержащих минералов, в частности и из эпидота. С низкотемпературными скарнами связаны сульфиды Fe, Cu, Zn, Pb и других металлов. Низкотемпературные скарны играют второстепенную роль сравнительно с высокотемпературными.

Среди высокотемпературных скарнов выделяют тактиты — околоконтактные черные скарны, особенно сильно обогащенные рудными минералами, главным образом магнетитом.

В контактнометаморфизуемых нечистых известняках минералообразование идет в тесной зависимости от присутствия в исходном осадке CaO (известняки) или MgO (доломиты или доломитизированные известняки).

Уже при небольшом повышении температуры может образоваться волластонит ($CaSiO_3$) в виде белых кристаллов. Однако образование его затрудняется тем, что $CaSiO_3$ в присутствии Mg дает диопсид $CaMgSi_2O_6$, в присутствии Fe — геденбергит $CaFeSi_2O_6$.

В известняках, обогащенных Al_2O_3, наиболее часто образуется низкотемпературный гроссуляр $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$, часто в виде хорошо образованных крупных кристаллов и их агрегатов.

Часто встречается также **везувиан** $(OH)_2Ca_{10}Al_4(Mg, Fe)_2Si_9O_{36}$, состав которого сходен с составом гроссуляра.

Третий минерал — **эпидот** $Ca_3(Al, Fe)_3(SiO_4)(OH)$ — обладает меньшей кристаллизационной силой, чем гранат; поэтому он не образует таких хороших кристаллов и встречается в виде неправильной формы зерен.

Иногда присутствует также анортит $CaAl_2Si_2O_8$. Он обычно, как и сопровождающие его ортоклаз и микроклин, ксеноморфен.

В нечистых известняках, более или менее богатых MgO, образуется уже при сравнительно низких температурах форстерит (Mg_2SiO_4), при понижении температуры в присутствии воды появляется сходный с ним хондродит [$2Mg_2SiO_4 \cdot Mg(F, OH)_2$] в общем округлые зерна его легко преобразуются в серпентин.

В присутствии глинистых примесей образуется плеонаст в виде мелких октаэдров зеленого цвета.

В такого рода известняках можно наблюдать также присутствие чешуек графита, флогопита.

Присутствие в известняках окислов железа приводит к образованию андрадита $Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$ или геденбергита $CaFeSi_2O_6$.

Строение таких контактно-измененных карбонатных пород зернистое, массивное в одних случаях, полосатое — в других, в связи со строением первичного осадка; структура гранобластическая, гетеробластическая, иногда порфиробластическая. Часто отдельные минералы образуют накопления, незакономерно рассеянные в породе. Нередко проявляется резкий идиоморфизм отдельных минералов; часто наблюдаются ситовидные структуры.

Известково-силикатные породы образуются за счет известковистых глин, сланцев и песчаников. При низких температурах в них развивается эпидот, при высоких — основные плагиоклазы. Присутствуют также геденбергитовый диопсид, зеленая роговая обманка. Получаются гранатовые, роговообманковые, цоизитовые, эпидотовые и др. обычно богатые разными минералами породы, при более высоких температурах — диопсидовые.

Структура их часто мелко- и среднезернистая, нередко роговиковая, часто гетеробластическая; часто текстура полосатая или массивная.

Магматические породы также испытывают ряд изменений в контакте с другими, более юными, чем они, магматическими породами. Так, в контакте с кислыми породами основные породы, содержащие пироксен, преобразуются в роговообманковые, именно в амфиболиты; одновременно плагиоклаз нередко в большей или меньшей степени альбитизируется. При этом ультраосновные породы обогащаются кремнекислотой и, наоборот, кислые породы десилифицируются. Оливиновые ультраосновные породы иногда преобразуются в серпентиниты.

Миндалекаменные основные породы в значительной степени перекристаллизовываются с образованием внутри миндалин кальциевых силикатов — зеленой роговой обманки, эпидота, титанита. Авгит в основных породах замещается зеленой роговой обманкой, сопровождающейся биотитом; при более сильном метаморфизме снова появляется авгит. Полевой шпат в большей или меньшей степени перекристаллизовывается; резко изменяется структура; она нередко приобретает кристаллобластический характер. Вкрапленники сперва могут сохраниться; при более сильном метаморфизме они распадаются, образуя зернистый агрегат. В конечном итоге происходит полная перекристаллизация пород и исчезновение признаков первичного состава и структуры.

В кислых породах происходит обратная реакция, сравнительно с той, которая имеет место при их кристаллизации; именно, роговая обманка и биотит замещаются зернистым агрегатом авгита с выделением магнетита. Полевые шпаты могут давать микропегматитовые срастания.

Как пример интенсивного изменения состава различных кислых и средних глубинных пород под влиянием глубинных интрузий кислых магм можно привести образование вторичных кварцитов. Они образуются таким именно путем из разнообразных магматических пород. Так, образование вторичных кварцитов в Казахстане происходило под влиянием гипогенных, т. е. глубинных, высокотемпературных растворов, выщелачивавших из гранодиоритов, кварцевых порфиров, альбитофиров и других пород, главным образом щелочные и щелочноземельные окислы с сохранением главным образом SiO_2 и Al_2O_3 и с присоединением к ним воды. Наряду с кварцем в этих породах накапливались также серицит и ряд других минералов, богатых глиноземом, — андалузит, корунд, дюмортиерит, диаспор, топаз и др. Изменение состава первичной породы вело к увеличению содержания кремнекислоты, согласно Н. И. Наковнику, на 4%, кварца же на 200—250%; следовательно, кремнекислота была только перекристаллизована. Преобразование ортоклаза в андалузит с выделением свободной кремнекислоты, согласно Наковнику, идет по следующей схеме:

$$2KAlSi_3O_8 \rightarrow Al_2SiO_5 + K_2SiO_3 + 4SiO_2.$$
ортоклаз → андалузит + в растворе + кварц

Андалузит может дать начало корунду с выделением кремнезема:

$$Al_2SiO_5 \rightarrow Al_2O_3 + SiO_2$$
андалузит → корунд + кварц

или диаспору:

$$Al_2SiO_5 + H_2O \rightarrow Al_2O_3 \cdot H_2O + SiO_2$$
андалузит → диаспор + кварц

Огромное значение образования вторичных кварцитов обусловлено тем, что к ним в ряде мест, в частности в Казахстане, приурочены крупнейшие месторождения меди, а также и высокоогнеупорного минерального сырья в виде андалузита, корунда, диаспора и др.

Региональный или глубинный метаморфизм обусловлен тремя основными агентами: высокими температурами (T), составом исходных пород и тех растворов и летучих, которые присутствуют в метаморфизуемых породах или привнесены в них (C), и давлением (P).

При достаточно больших глубинах получаются результаты, тождественные, по существу, с теми, которые имеют место в глубинных контактах с гранитами. Спорным является вопрос об источнике высокой температуры — является ли он результатом повышения температуры с глубиной в областях геосинклиналей или же он связан с интрузиями, в первую очередь гранитоидов. И в том и в другом случаях происходят крупные процессы метаморфизма всех горных пород: механических, химических, органогенных, осадочных пород, пород магматических, также и метаморфических (повторный метаморфизм). При этом нередко происходит полная перекристаллизация этих пород, в особенности на больших глубинах или в участках земной коры, наиболее близко расположенных к гранитоидным, по преимуществу, массивам, метаморфизм сопровождается процессами переплавления одновременно с перемешиванием пород различного происхождения. Эти области высоких температур и переплавления имеют региональное рас-

пространение и часто не связаны с интрузиями. Седергольм назвал их зонами мигматитов, а явление регионального переплавления — анатексисом (преобразование структуры) или палигенезом (т. е. возрождением). Магматические породы в процессе палигенеза снова переходят в расплав, хотя и иного характера, чем тот, из которого они образовались.

В зоне палигенеза образуются главным образом породы, смешанные из магматического, осадочного и иного материала, и потому называются мигматитами. Мигматиты носят тот же характер, как и в случае образования их в контакте с интрузиями, и представлены эруптивными брекчиями, полосатыми и ленточными гнейсами, артеритами, небулитами, а также венитами, отличающимися от артеритов тем, что светлая полевошпатовая кварцевая часть их образовалась путем пропитывания щелочными кислыми флюидами ранее существовавших пород, т. е. путем метасоматоза (табл. XXXII, фиг. 1—2).

Когда ассимиляция и смешивание компонентов различного генезиса заканчивается, получаются расплавы, по составу сходные с гранитной магмой, при охлаждении дающие начало палингенетическим гранитам, сходным с метасоматическими. Не исключается возможность того, что палингенетические гранитные магмы могут давать начало интрузиям.

В последние годы при объяснении происхождения кислых щелочных расплавов прибегают часто к идее, высказанной Эскола. Согласно этой идее, генезис кислых щелочных расплавов связан с выборочным переплавлением глинистых, по преимуществу, пород, обычно, как известно, содержащих наряду с Al_2O_3 и SiO_2, также более или менее значительные количества щелочей и H_2O. При прогревании их на глубинах до достаточно высоких температур происходит переход в жидкое состояние такой совокупности компонентов, как SiO_2, K_2O, Al_2O_3 и H_2O, образующих состав, аналогичный составу остаточной гранитной магмы. При тектонических процессах эти расплавы выжимаются, передвигаются вверх, в более высоких горизонтах они вызывают те или иные процессы метаморфизма. В конечном результате из осадков могут образоваться на месте, т. е. метасоматически, граниты.

В более высоких горизонтах под влиянием этих щелочных расплавов (флюидных расплавов) может происходить щелочной метасоматоз осадков и других пород; образуются метасоматические граниты как конечный результат метасоматического процесса. Одновременно флюидные щелочные расплавы могут переносить растворяющиеся в них другие соединения, в частности металлов, и давать местами начало их концентрации и образованию рудных месторождений, как это имеет место и в интрузивных гранитных магмах.

Под влиянием процессов ультраметаморфизма, как иногда называют процессы преобразования горных пород до полной неузнаваемости их под влиянием глубинного метаморфизма, из известняков могут получаться, в частности, кварц — полевошпатовые гнейсы, как это наблюдал Барт, изучая (1927) докембрий Южной Норвегии. Он дает следующий ряд преобразования известняков на этой территории: мрамор — пироксеновый скарн — скаполитизированный амфиболит — андезинсодержащий амфиболит — очковый гнейс — пегматит.

Классификация метаморфических горных пород

Из классификаций метаморфических пород особенно большое значение имеет в настоящее время классификация Грубенманна и Ниггли (табл. 38).

Эта классификация положена в основу дальнейшего описания главных типов регионально-метаморфических горных пород (кристалличе-

Таблица 38

Классификация метаморфических пород по Грубенманну и Ниггли

	I. Щелочно-полевошпатовые	II. Алюмосиликатные гнейсы	III. Плагиоклазовые гнейсы	IV. Эклогиты и амфиболиты	V. Магний-силикатные сланцы	VI. Жадеитовые породы	VII. Рибекитовые породы	VIII. Кварцитовые породы	IX. Известково-силикатные породы	X. Мраморы	XI. Магнетитовые породы	XII. Корундовые породы
Эпизона	Серицит-альбитовые гнейсы Катакластические ортоклазовые и альбитовые гнейсы	Серицит-альбитовые гнейсы. Дистен-альбитовые гнейсы Ставролит-альбитовые гнейсы Гранат-альбитовые гнейсы Серицитовые филлиты Дистеновые филлиты Ставролитовые филлиты Гранатовые филлиты	Эпидот-альбитовые гнейсы Эпидотовые филлиты Катакластические плагиоклазовые гнейсы	Альбитовые амфиболиты Эпидот-хлоритовые сланцы	Хлоритовые сланцы Тальковые сланцы Серпентиновые (антигоритовые) сланцы	Щелочные гнейсы	Серицит-глаукофан-альбитовые сланцы	Серицитовые кварциты Гнейсо-кварциты	Эпидотовые сланцы Гранатовые сланцы Известковые филлиты	Кальцитовые мраморы Доломитовые мраморы	Магнетитовые породы Железо-слюдистые сланцы (итабириты)	Корундовые породы
Мезозона	Мусковитовые гнейсы Двуслюдяные гнейсы Биотит-ортоклазовые гнейсы Малослюдистые ортоклазовые гнейсы	Дистеновые гнейсы Ставролитовые гнейсы Гранатовые гнейсы Мусковитовые сланцы Двуслюдяные сланцы Парагонитовые сланцы Дистен-слюдяные сланцы Ставролитовые сланцы Слюдяные сланцы Гранат-слюдяные сланцы	Роговообманковые плагиогнейсы Слюдяные плагиогнейсы Бедные роговой обманкой плагиогнейсы Бедные слюдой плагиогнейсы	Цоизитовые амфиболиты Скаполитовые амфиболиты Гранатовые амфиболиты Плагиоклазовые амфиболиты	Роговообманковые сланцы Актинолитовые сланцы	Щелочные гнейсы	Биотит-плагиоклазовые сланцы	Гнейсо-кварциты Слюдяные кварциты Кварциты	Известково-слюдяные сланцы	Кальцитовые мраморы Доломитовые мраморы	Магнетитовые породы Железо-слюдистые сланцы (итабириты)	Корундовые породы
Катазона	Биотит-ортоклазовые катагнейсы Бедные биотитом ортоклазовые катагнейсы	Силлиманитовые гнейсы Кордиеритовые гнейсы Катагранатовые гнейсы	Авгитовые плагиогнейсы Роговообманковые плагиогнейсы Биотитовые плагиогнейсы Те же плагиогнейсы, бедные темными минералами	Эклогиты. Плагиоклазово-авгитовые породы	Оливиновые породы и сланцы (без граната или с ним) Авгитовые сланцы и породы	Жадеититы		Гнейсо-кварциты Кварциты	Карбонатные и бескарбонатные авгитовые, гранатовые, везувиановые, скаполитовые породы	Кальцитовые мраморы Доломитовые мраморы	Магнетитовые породы	

ских сланцев) с выделением в каждой группе пород, характерных для ката-, мезо- и эпизоны.

В основу этой классификации положен химический принцип.

Сначала охарактеризованы метаморфические породы, отличающиеся содержанием K_2O и Na_2O и одновременно Al_2O_3 в количестве,

Таблица 39

Химические анализы метаморфических пород

№ по пор.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери прокаливании	Сумма
1	77,10	0,17	12,72	0,18	0,95	0,33	1,03	3,98	3,38	0,33	100,22
2	77,61	—	12,94	0,84	1,44	1,05	0,39	2,61	2,36	1,06	100,30
3	43.53	1,61	27,90	—	10,80	5,94	3,98	2,94	2,96	0,66	100,32
4	51,88	0,76	23,86	7,24	1,89	1,43	0,21	0,68	5,55	6,05	99,55
5	55,05	0,91	16,29	3,34	4,20	4,84	7,58	2,59	2,53	1,09	—
6	52,42	1,20	19,80	0,78	4,20	4,65	6,28	1,88	2,75	6,25	100,21
7	44,06	2,29	17,63	3,40	9,96	7,19	11,58	2,92	0,91	0,17	100,11
8	43,83	1,97	12,66	13,16	9,75	6,02	8,36	2,07	0,40	1,43	99,65
9	44,82	2,38	20,18	3,47	4,04	7,84	10,82	2,03	1,30	3,43	100,31
10	43,47	0,15	2,97	4,42	4,48	39,44	3,30	—	—	1,87	100,10
11	54,06	0,69	1,22	2,19	2,65	23,83	12,81	—	—	2,83	100,28
12	39,35	0,14	7,51	3,10	8,94	27,10	3,26	0,73	0,38	9,48	—
13	80,67	0,42	10,47	0,74	1,93	1,24	0,43	1,47	2,49	0,19	100,05
14	75,52	—	14,64	1,42	0,95	0,30	1,33	0,97	3,53	1,06	99,72
15	50,54	0,92	15,38	1,69	8,69	6,13	12,28	1,56	0,20	1,39	98,78
16	78,60	0,30	13,63	0,67	0,45	0,94	0,74	1,14	2,44	1,19	100,10
17	79,47	0,35	13,40	2,68	0,10	0,14	0,30	0,05	0,76	1,16	98,41

К табл. 39.

Щелочно-полевошпатовые гнейсы

1. Гранитогнейс. Катазона. Окрестности Стокгольма, Швеция.
2. Серицит-альбитовый гнейс. Эпизона. Н.-Исовский прииск, Урал.

Глинозем-силикатные гнейсы

3. Силлиманит-гранатовый гнейс. Катазона. Мурманск.
4. Мусковитовый сланец с силлиманитом. Мезозона. Колорадо. США.

Плагиоклазовые гнейсы

5. Биотит-плагиоклазовый гнейс. Катазона.
6. Эпидот-альбитовый гнейс. Эпизона. Альпы.

Эклогиты и амфиболиты

7. Эклогит. Катазона. Тироль.
8. Гранатовый амфиболит. Мезозона. Река Ханем, С. Урал.
9. Эпидо-хлоритовый сланец. Эпизона. Альпы.

Оливиновые и авгитовые породы, хлоритовые и тальковые сланцы

10. Гранат-оливиновая порода. Катазона. Вогезы.
11. Актинолитовый сланец. Мезозона. Беллинзона. Альпы.
12. Горшечный камень. Эпизона. Карелия. Листегуба.

Кварцитовые породы

13. Гнейсокварцит. Катазона. Финляндия.
14. Слюдяной кварцит (лептит). Мезозона. Маури. Финляндия.

Скаполитовые породы

15. Скаполитовый гнейс. Катазона. Кандалакша.

Вторичные кварциты

16. Кварцевый альбитофир, слабо измененный. Казахстан.
17. Серицито-андалузитовый вторичный кварцит. Эпизона. Казахстан.

дающем начало полевым шпатам. Наиболее глубинные разности этих пород близки к гранитам и иногда не отличимы от сгнейсованных гранитов. Далее идут породы с избытком по отношению к щелочам глинозема. Поэтому в состав их входят силикаты типа андалузита, кордиерита и др. За ними следуют типичные плагиоклазовые породы с преобладанием Na_2O над K_2O, далее амфиболовые породы, в значительной своей части производные основных пород, и хлориттальковые породы — производные ультрабазитов; далее щелочные кристаллические сланцы, особенно сильно обогащенные натрием (жадеитовые и рибекитовые). Остальные пять групп представляют собой большей частью типичные метаморфизованные осадочные породы, хотя между ними встречаются и первичные магматические породы. Почти все группы представлены метаморфизованными породами, производными как типичных магматических пород, так и не менее типичных осадочных пород, дающих в конечном результате при глубокой перекристаллизации их один и тот же тип пород; этому в особенности способствуют процессы магматизации и мигматизации, те летучие компоненты и растворы, которые имеют своим источником магматические бассейны.

В группе метаморфических пород весьма важными являются породы, получившие название гнейсов. Под этим названием понимаются ясно кристаллические метаморфические горные породы, большей частью сланцеватые или полосатые, состоящие обычно из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, с примесью биотита, реже роговой обманки, иногда и пироксена.

В табл. 39 приведены типичные анализы метаморфических пород.

X. ОПИСАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

1. ЩЕЛОЧНО-ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ГНЕЙСЫ (КАТАОРТОКЛАЗОВЫЕ И СЕРИЦИТ-АЛЬБИТОВЫЕ ГНЕЙСЫ)

К группе щелочно-полевошпатовых гнейсов относятся метаморфические породы, обычно сланцеватые, главными составными частями которых являются кварц и щелочные полевые шпаты. В катазоне образуются полевые шпаты такие же, как и в гранитах, т. е. калиевые полевые шпаты и кислый плагиоклаз; в мезозоне плагиоклаз часто представлен альбитом до андезина. Иногда он в большей или меньшей степени мусковитизирован. Вместо калиевого полевого шпата часто присутствует мусковит. В эпизоне также вместо калиевого полевого шпата развивается мусковит и серицит. Плагиоклаз же, частью почти чистый альбит, сопровождается часто цоизитом и эпидотом.

Среди данной группы пород, в зависимости от места образования их в земной коре и их состава, различают три группы: гнейсы катаортоклазовые, мезоортоклазовые и эпиальбитовые.

К а т а о р т о к л а з о в ы е   г н е й с ы — наиболее высокотемпературные типы, образуются при значительном давлении; состоят они главным образом из кварца, калиевого полевого шпата и биотита, реже с амфиболом и пироксеном. Калиевый полевой шпат представлен как ортоклазом, так и микроклином; плагиоклаз — олигоклазом или олигоклаз-альбитом, иногда даже альбитом. Обычно он более идиоморфен, чем калиевые полевые шпаты. При зонарной структуре обычно ядро более кислое, чем краевые части. Несколько более идиоморфен черный или зеленовато-черный биотит; он содержит TiO_2, выделяющуюся при его разрушении в виде рутила; биотит при последующих изменениях переходит в хлорит, находящийся обычно в параллельном

срастании с ним. Часты листочки перламутрово-белого мусковита, нередко в параллельном срастании с биотитом.

Роговая обманка обычно зеленая, того же типа, как и в нормальных гранитах. Пироксены представлены авгитом, часто диопсидом и геденбергитом, гиперстеном и энстатитом.

В числе второстепенных минералов особенно часты циркон, апатит, титанит, магнетит, также турмалин, иногда гранат, кордиерит, силлиманит; среди вторичных — хлорит, серицит, рутил.

Структура обычно сланцеватая, или иногда почти массивная, средне- и крупнозернистая, реже мелкозернистая; эти гнейсы часто сложены в крупные и мелкие складки. Они редко имеют инъекционное строение.

В химическом отношении часть этих гнейсов близка к составу нормальных гранитов, так как происходит из них (ортогнейсы). В других случаях, образовавшись по преимуществу из глинистых пород, они отличаются сравнительно большим содержанием Al_2O_3, не нормальным для гранитов; одновременно сильно преобладает K_2O над Na_2O. Значительный избыток кремнекислоты и очень малое содержание Al_2O_3, — показатели образования их из псаммитовых пород, большое содержание CaO — из известково-глинистой породы. Гнейсы, образовавшиеся за счет первично-осадочных пород, носят название парагнейсов.

Из катаортоклазовых гнейсов особенно широко распространены биотитовые гнейсы, большей частью образовавшиеся при перекристаллизации гранитов, частью также сиенитов, кислых жильных и излившихся пород тех же групп и их туфов (ортогнейсы). Некоторые из них представляют собой инъекцированные сланцы, в значительной степени или полностью перекристаллизованные, с резко выраженной полосатой текстурой, совпадающей со сланцеватостью породы; образовались они в результате процессов мигматизации вблизи крупных гранитоидных батолитов (микстогнейсы или мигматиты). Иногда они переходят в очковые гнейсы с четкообразным сжатием и расширением кварц-полевошпатовых агрегатов.

Биотитовые гнейсы с K — Na-полевым шпатом широко распространены в докембрие; иногда занимают огромные площади (Кольский полуостров и Карелия, Урал, Украинский кристаллический массив, Восточная Сибирь и т. д., ряд областей Западной Европы — Финляндия, Скандинавия и др., также и на других континентах). Местами присутствуют среди пород палеозойского возраста, хотя и реже, чем в докембрие.

Значительно реже встречаются гнейсы с амфиболами и пироксенами, сопровождающие биотитовые гнейсы.

Те же глубинные и осадочные породы, которые дают начало катаортоклазовым гнейсам, могут быть источником и мезогнейсов — ортоклазовых гнейсов мезозоны, отличающихся более тонкой кристаллизационной сланцеватостью, обусловленной взаимно параллельным расположением листочков слюды и вытянутостью в том же направлении зерен кварца и полевых шпатов или агрегатов их, иногда имеющих линзовидные очертания. Обычно состоят из кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза (альбита до андезина) и слюд (биотита и мусковита). Слюды, в особенности мусковит, играют значительно более видную роль, чем в катагнейсах; иногда полевые шпаты отсутствуют, и тогда породы получают название сланца; имеются инъекцированные разности (инъекцированные гнейсы).

Среди м е з о о р т о к л а з о в ы х г н е й с о в и с л а н ц е в различают мусковитовые гнейсы и сланцы, обычно резко рассланцованные, богатые мусковитом, образовавшимся за счет полевых шпатов ката-

зоны или серицита эпизоны. В них как примеси изредка присутствуют дистен, гранат, турмалин и др.

Более широко распространены двуслюдяные гнейсы и сланцы, чаще образующиеся из гранитов и сиенитов и их излившихся аналогов, реже из осадочных пород. Биотитовые ортогнейсы и связанные с ними сланцы в мезозоне редки.

В эпизоне охарактеризованные выше породы замещаются серицит-альбитовыми породами, в состав которых, кроме ортоклаза, входит альбит; биотит и мусковит обычно замещены серицитом, хлоритом, анортитовый компонент плагиоклаза дает эпидот и цоизит; подчиненную роль играет зеленая, частью актинолитовая роговая обманка. Второстепенные минералы те же, что и в ката- и мезоортоклазовых породах.

Из гнейсов эпизоны чаще всего встречаются серицит-альбитовые гнейсы (кварц, альбит, серицит). Обычно это парагнейсы, образовавшиеся из филлитов, с которыми они тесно связаны переходами.

Серицит-ортоклазовые гнейсы часто получаются в процессе преобразования гранитов и сиенитов при горообразующих процессах; отличаются резко выраженным катаклазом; образуются часто полосатые гнейсы с послойным распределением дробленых агрегатов кварца и полевых шпатов и серицитовых полосок; переходят иногда в очковые гнейсы.

В техническом отношении ортоклазовые гнейсы, как и альбитовые, большого значения не имеют за исключением глубинных гранитогнейсов, обычно биотитовых, в значительной степени лейкократовых (Карльскрона в Швеции), которые идут на брусчатку для мостовых.

2. ГЛИНОЗЕМ-СИЛИКАТНЫЕ ГНЕЙСЫ

(табл. XXIX, фиг. 1, 2; табл. XXX, фиг. 1)

Для глинозем-силикатных гнейсов в минералогическом отношении характерно присутствие ряда силикатов алюминия. Одновременно с главными составными частями — кварцем, калиевым полевым шпатом, кислым плагиоклазом, биотитом и мусковитом — присутствуют часто, так же как главные составные части, кордиерит, силлиманит, ставролит, дистен и ряд других.

В химическом отношении характерны значительные колебания содержания SiO_2 (50—75%); при малом содержании SiO_2 и избытке Al_2O_3 может образоваться корунд. K_2O обычно преобладает над Na_2O. Характерно часто большое содержание MgO и окислов железа.

Химический состав данной группы пород не сходен с составом ни одной из магматических пород, но очень близок к ряду глинистых пород, отличающихся непостоянным содержанием кремнекислоты, значительным — глинозема, с преобладанием K_2O над Na_2O. Среди них имеются представители различных глубинных зон; каждая из групп обладает своими особенностями минералогического состава и структуры.

Представителями катазоны являются главным образом силлиманит-кордиеритовые гнейсы, мезозоны — глинозем-силикатные гнейсы и сланцы, эпизоны — богатые глиноземом альбитовые гнейсы и филлиты.

В состав силлиманит-кордиеритовых гнейсов входят кварц, калиевый полевой шпат, часто в значительной степени пертитовый (ортоклаз и микроклин), кислые плагиоклазы (андезин-альбит) и биотит. Особенно характерно и часто присутствие кордиерита, обычно

в парагенезе с силлиманитом и гранатом. Второстепенную роль играют апатит, циркон, магнетит, титанит. Иногда присутствуют и играют видную роль графит и шпинель.

Текстура этих пород изменяется от массивной до резко сланцеватой, структура — гранобластическая, от мелко- до крупнозернистой; часто она роговиковая и ситовидная. Беловато-синеватый кордиерит обычно образует изометричные зерна, силлиманит почти всегда волокнистый или тонкоигольчатый, часто спутанно-волокнистыми агрегатами, гранат — изометричными скелетными зернами и кристаллами (табл. XIX, фиг. 1).

Иногда встречаются силлиманитовые гнейсы, состоящие из кварца, ортоклаза и силлиманита при малом содержании плагиоклаза, биотита и других минералов. Избыток глинозема мог получаться в инъекцированных разностях также путем пневматолиза.

Кордиеритовые гнейсы большей частью массивные, иногда сланцеватые; они отличаются особенно большим содержанием окислов железа и магния в связи с обилием в них кордиерита и биотита. Часто присутствуют также гранат и силлиманит (табл. XXX, фиг. 1).

Гранато-кордиеритовые гнейсы часто содержат графит, что указывает на их генезис из первично-осадочных пород.

Близкие к ним породы широко распространены в ряде районов СССР. В частности, в западной части Украинского кристаллического массива развиты гранатово-кордиеритовые породы, обычно называемые гранатовыми гранитами бердичевского типа; состоят они из кварца, ортоклаза, кислого плагиоклаза, биотита, иногда с довольно значительным содержанием кордиерита и граната; они часто массивны, занимают значительную площадь. Породы иногда в значительной степени инъекцированы и местами содержат чешуйки графита.

Графитовые гнейсы, окрашенные обычно в темносерый цвет, состоят из кварца, калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза, биотита и графита; графит в них образован мелкими и крупными чешуйками в количестве 3—5%, иногда и до 25%. Такого рода графитовые гнейсы могут служить источником чешуйчатого графита для металлургии и других отраслей промышленности. Развиты они в особенно значительных количествах в докембрии Украинского кристаллического массива по берегам Южного Буга, в Приазовье, около Кривого Рога, также по левобережью р. Амура между Хабаровском и Благовещенском, где запасы их особенно велики; разрабатываются на о. Мадагаскаре, на Украине (окр. Мариуполя, Завалье на Буге, на Южном Урале и др.). В мезозоне полевые шпаты в значительной своей части замещены: калиевый полевой шпат — мусковитом, плагиоклазы — мусковитом, анортит — частично эпидотом и цоизитом. Эти породы сланцеватые с резко выраженной кристаллизационной сланцеватостью, которая носит характер линейной, иногда очковой; нередко наблюдается гелицитовая структура, часто — гомеобластическая, порфиробластическая пойкилобластическая.

Породы мезозоны наряду с гнейсами, т. е. породами, содержащими полевые шпаты, представлены также и бесполевошпатовыми разностями — сланцами. В сланцах среди главных минералов преобладающую роль играют слюды (мусковит, биотит, иногда парагонит) и кварц, часто также гранат, дистен, ставролит. Углерод представлен либо мелкочешуйчатым графитом, либо графитоидом.

Мезогнейсы представлены гнейсами дистеновыми (кианитовыми), гранатовыми, ставролитовыми, иногда смешанными — гранат-ставролитовыми, графитовыми и иными; мезосланцы — сланцами слюдяными, дистен-слюдяными, гранат-слюдяными, ставролит-слюдяны-

ми, графитовыми; слюда может быть представлена как биотитом, так и мусковитом.

Дистеновые и ставролитовые сланцы обычно содержат гранат; они широко распространены в области Альп, со слюдой, представленной парагонитом (натровой слюдой).

Слюдяные сланцы имеют крупное геологическое значение; они широко развиты прежде всего во всех районах распространения докембрия и сильно метаморфизованных гранитоидными батолитами более юных пород. Присутствующие в них иногда многочисленные порфиробласты альмандина достигают 5—10 *см* в поперечнике (ряд мест Карелии, Урала).

Дистеновые сланцы пользуются особенно широким развитием, как показали исследования последних лет, в Карелии, на Кольском полуострове, на Южном Урале также на р. Маме в Восточной Сибири, в Якутии.

Те же породы, большей частью осадочные, которые дали начало охарактеризованным выше породам, в эпизоне преобразуются в богатые глиноземом обычно мелко- и тонкозернистые и до крупнозернистых породы, называемые альбитовыми гнейсами и альбитовыми филлитами; в состав их входят как главные составные части альбит, серицит, хлорит, хрупкие слюды, гранат, иногда дистен и ставролит (табл. XXXIV, фиг. 1).

Структура их разнообразна: гранобластическая, порфиробластическая, лепидобластическая (в присутствии значительного количества мелкочешуйчатого мусковита, серицита); иногда наблюдаются реликтовые осадочные структуры. Характерна сланцеватость более резко выраженная, чем в серицито-альбитовых гнейсах. Среди пород этой группы выделяют ряд разновидностей по минералогическому составу: гранат-альбитовые, дистен-альбитовые сланцы, среди филлитов — серицит-хлористовые, дистеновые, ставролитовые и др.

Группа глинозем-силикатных гнейсов и сланцев имеет большое практическое значение, так как к ним приурочены месторождения высокоогнеупорного сырья (гнейсы и сланцы, содержащие дистен); хорошее абразивное сырье — гранат, графит и др.

3. ПЛАГИОКЛАЗОВЫЕ ГНЕЙСЫ

Плагиоклазовые гнейсы состоят из кварца, плагиоклаза (олигоклаза до андезина) и темноцветных минералов — роговой обманки, авгита или биотита. Калиевый полевой шпат играет вполне подчиненную роль. Кроме того, в плагиоклазовых гнейсах могут присутствовать гранат, редко силлиманит или кордиерит, графит, кальцит. В мезозоне плагиоклаз частично замещается в большей или меньшей степени эпидотом или цоизитом, часть биотита — мусковитом, авгит — роговой обманкой, графит — частью графитоидом; в эпизоне плагиоклаз представлен альбитом, который сопровождается выделениями эпидота и цоизита, серицита; магнезиально-железистые минералы замещены хлоритом и актинолитом.

В химическом отношении характерны значительные колебания содержания кремнекислоты (50—65%), сравнительно малое содержание щелочей, при резко выраженном преобладании Na_2O над K_2O, возрастание содержания CaO и некоторое увеличение окислов железа и магния.

Сравнение химического состава этих пород с составом других пород показывает близость его к химическому составу диоритов и их излившихся аналогов; в других случаях они приближаются по составу к глинистым породам; частью они носят смешанный характер (микстогнейсы) в связи с процессами инъекции и мигматизации.

В катазоне структура их чаще всего гранобластическая и бласто-гранитная, в мезозоне преобладает гомеобластическая структура, частью лепидобластическая, порфиробластическая; иногда слабо выражена бластогранитная; в эпизоне преобладающую роль играют структуры грано- и лепидобластические обычно тонкозернистые; также порфиробластические, связанные с процессами катаклазирования.

Текстура в катазоне массивная, частью сланцеватая, в эпизоне резко сланцеватая.

Плагиоклазовые гнейсы катазоны зернисты, частью крупнозернисты или мелкозернисты, окрашены в серовато-зеленые цвета, массивные или с не особенно резко выраженной сланцеватостью; играют вполне второстепенную роль по отношению к вмещающим их биотит-ортоклазовым гнейсам (Украинский кристаллический массив, ряд мест Западной и Восточной Сибири).

В зависимости от минералогического состава различают биотит-плагиоклазовые гнейсы, редко чистые, обычно с примесью либо роговой обманки, либо пироксена, авгит-плагиоклазовые гнейсы, тонко- до крупнозернистых, часто с гранатом, образовавшиеся из осадочных пород; они обладают довольно резко выраженной роговиковой структурой.

Некоторые из плагиоклазовых гнейсов обладают лейкократным характером; возможно образование их из лейкодиоритов.

В мезозоне авгитовые плагиоклазовые гнейсы отсутствуют, заменяясь биотитовыми и роговообманковыми плагиоклазовыми гнейсами, обычно с резко выраженной кристаллизационной сланцеватой текстурой.

Часто встречаются вместе с мезоортоклазовыми гнейсами. Обычно содержат более или менее значительные количества минералов группы эпидота.

В эпизоне из тех же исходных пород образуются эпидот-альбитовые гнейсы и эпидотовые филлиты; в последних альбит отсутствует и в состав их входят главным образом кварц, эпидот, кальцит, иногда гранат.

4. АМФИБОЛИТЫ И ЭКЛОГИТЫ

(табл. XXXIII, фиг. 2)

К группе амфиболитов и эклогитов относятся метаморфические породы, главными составными частями которых являются в катазоне плагиоклазы состава от андезина до анортита и пироксены (часто авгит, диопсид или омфацит, ортопироксен), в меньшем количестве калиевый полевой шпат, амфиболы, апатит, в мезозоне роговая обманка и средний плагиоклаз, наряду с которыми присутствуют эпидот и цоизит, в довольно значительном количестве биотит, реже мусковит; в эпизоне — плагиоклаз представлен альбитом и минералами группы эпидота, присутствуют роговая обманка, хлорит; как второстепенные составные части примешаны также тальк, карбонаты, иногда серпентин. В химическом отношении отличаются сравнительно малым содержанием SiO_2 (45, редко до 60%), значительным преобладанием Na_2O над K_2O при общем уменьшении суммы щелочей, возрастанием CaO и окислов Mg и Fe.

Текстура в катазоне массивная, частично также сланцеватая, иногда и полосатая (инъекционная); в мезозоне резко проявляется кристаллизационная сланцеватость и полосатая текстура, связанная с катакластическими процессами.

Структура в катазоне гранобластическая, гомеобластическая, иногда порфиробластическая, в мезозоне благодаря развитию роговой

обманки, кроме гранобластической наблюдается также и нематобластическая структура, иногда диабластическая разных видов, часто также келифитовая. В эпизоне часты тонкогранобластическая и лепидобластическая, пойкилобластическая структуры, редко порфиробластическая; встречаются также реликтовые и катакластические структуры.

Судя по химическим свойствам, амфиболиты близки к породам габбровой, частично также диоритовой магмы. Получаются главным образом из пород группы диоритов и габбро, часто из их излившихся аналогов и туфов. Могут образовываться также из некоторых осадочных пород, в первую очередь из доломитовых более или менее глинистых мергелей.

Имеются также и смешанные инъекцированные породы.

Плагиоклаз-авгитовые породы катазоны — плотные и зернистые породы, массивные или слабо сланцеватые, зеленовато-серые до черных; состоят из основного плагиоклаза и авгита, частью замещенного другими пироксенами. Иногда присутствует роговая обманка (авгитовый амфиболит).

К группе амфиболитов относят также:

Эклогиты — крупно- до среднезернистых породы, массивные, состоящие из зеленого омфацита и красного граната; обычно состав их довольно пестрый благодаря примеси щелочной роговой обманки, биотита, плагиоклаза и др. Эклогиты образуются при метаморфических процессах в зонах смятия; исходные породы их — продукты базальтовой магмы; в Альпах они связаны переходами с типичными амфиболитами через эклогитовые амфиболиты.

В мезозоне развиты цоизитовые, скаполитовые и другие амфиболиты.

Особенно широко распространены плагиоклазовые амфиболиты (табл. XXXIII, фиг. 2), темнозеленовато-черные или зеленовато-серые, крупно- до мелкозернистых, массивные, переходящие в сланцеватые и полосатые; последние получаются особенно часто как результат инъекции. Главными минералами их является обыкновенная роговая обманка, зеленая или светлокоричневая. Структура иногда бластофитовая или бластогабброидная. С ними тесно связаны гранатовые амфиболиты, часто с келифитовой структурой.

Плагиоклазовые и гранатовые амфиболиты пользуются особенно широким распространением среди гнейсовых толщ докембрия всего мира, также среди более юных пород Урала и других мест.

В эпизоне довольно широко развиты альбитовые амфиболиты, в которых наряду с альбитом и роговой обманкой, часто актинолитового типа, видную роль играют также минералы группы эпидота, хлорит. Такие породы получают название эпидот-альбитовых и хлорит-альбитовых амфиболитов. Породы эпизоны сланцеватые, иногда и массивные. К этой же группе пород относятся также волокнистые габбро и габбровые сланцы, образующиеся главным образом за счет динамометаморфизма почти без изменения минералогического состава исходной породы. Состав пород дан в табл. 39.

5. МАГНЕЗИАЛЬНО-СИЛИКАТНЫЕ СЛАНЦЫ

Породы группы магнезиально-силикатных сланцев состоят главным образом из магнезиально-железистых силикатов как безводных (оливины, пироксены, гранаты), так и гидроксильных (амфиболы, хлориты, тальк, серпентин).

В химическом отношении характерно очень малое содержание кремнекислоты, обычно 30—40%, незначительные суммы щелочей и

значительные — окислов магния и железа при колебающихся количествах CaO и Al_2O_3.

Эти породы являются производными ультрабазитов; судя по условиям нахождения их среди парагнейсов пластообразными массами, они могут образоваться также и из обогащенных окислами магния и железа глинистых осадочных пород.

Минералогический состав их в катазоне характерный: оливин, орто- и клинопироксены, гранат, роговая обманка, иногда хромит, также в небольших количествах биотит, плагиоклаз, кварц.

В мезозоне пироксены заменены роговой обманкой, присутствует гранат, также минералы группы эпидота, слюды, карбонаты.

В эпизоне видную роль играют эпидот, циозит, хлорит, тальк, антигорит, в ряде случаев также и турмалин.

В катазоне они массивные до сланцеватых, в мезозоне кристаллизационно-сланцеватые, в эпизоне также кристаллизационно-сланцеватые, нередко гелицитовые.

В катазоне они представлены оливиновыми сланцами и породами, обычно черными, мелкозернистыми, до крупнозернистых. Состоят они из оливина и граната, из оливина и руд (хромита), часто с примесью авгита; в районе Украинского кристаллического массива в Приазовье — из оливина и пироксена, иногда с примесью биотита. При увеличении количества авгита породы получают название авгитовых сланцев.

В мезозоне их заменяют породы, состоящие почти исключительно из роговой обманки (роговообманковые сланцы), иногда массивные (роговообманковые породы), обычно с примесью эпидота, цоизита, мусковита, карбонатов, шпинели.

В зависимости от характера амфибола получаются актинолитовые породы, состоящие из длинностолбчатых кристаллов актинолита, обычно с гранобластической, чаще нематобластической структурой.

К этой же группе относятся антофиллитовые сланцы, развитые на Урале в Сыссертском, грюнеритовые, куммингтонитовые сланцы, сопровождающие железорудные месторождения Курской области и Кривого Рога.

В эпизоне соответствующие породы часто приобретают резко сланцеватый характер с образованием хлоритовых сланцев и массивных хлорититов, тальковых сланцев и массивных талькитов, тальково-серпентиновых сланцев и серпентинитов.

Большое значение имеют хлоритовые сланцы и хлориты, обычно темнозеленые, состоящие часто почти исключительно из листоватого или чешуйчатого хлорита с примесью магнетита. Иногда присутствуют также гранат, корунд, шпинель, актинолит, турмалин; характерны для эпизоны — эпидот, цоизит, серпентин, карбонаты, иногда альбит. Широко развиты на Урале, где они связаны переходами с основными излившимися породами силуро-девонского возраста.

Их часто объединяют в группу зеленых сланцев. Иногда они подвергаются гидротермальному метаморфизму с образованием в них рудных залежей.

Тальковые породы и сланцы обычно темнозеленые или серые до белого цвета, плотные тонкочешуйчатые до крупночешуйчатых. Обычно состоят почти исключительно из талька. Часто содержат также карбонаты (магнезит). В последнем случае получаются тальково-магнезитовые камни, состоящие иногда (Урал) из талька, магнезита, хлорита и рудных минералов; массивные, частью лепидобластические; иногда присутствует волокнистый до длинноволокнистого роговообманковый асбест.

Тальковые породы образуются частью за счет серпентинитов при одновременном воздействии кремнекислых или углекислых гидротерм и стресса.

$$3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O + 2SiO_2 = 3MgO \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O + H_2O$$

серпентин — тальк

$$2(3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O) + 3CO_2 =$$

серпентин

$$= 3MgO.4SiO_2.H_2O + 3MgCO_3 + 3H_2O$$

тальк

Месторождения тальковых сланцев и пород и тальково-магнезиальных камней на Урале, где они имеют крупное промышленное значение, используются как ценный огнеупорный материал; тальково-магнезитовые камни приобретают крупное значение в связи с возможностью получения из них одновременно и талька и магнезита.

6. ЖАДЕИТОВЫЕ И ХЛОР-МЕЛАНИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Встречаются очень редко.

7. КВАРЦИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Кварцитовые метаморфические породы, особенно богатые кремнекислотой, состоят главным образом из кварца (другие модификации кремнекислоты отсутствуют) с примесью, в зависимости от зоны, полевых шпатов, мусковита, биотита, серицита, хлорита. Иногда окислы железа почти совершенно отсутствуют и порода приобретает чисто белую окраску.

В катазоне образуются гнейсовые кварциты.

В мезозоне развиты слюдяные кварциты, полосчатые или сланцеватые, иногда лепидобластические или порфиробластические.

Для эпизоны характерные серицитовые кварциты, в которых одновременно с серицитом присутствуют хлорит и магнетит.

8. ИЗВЕСТКОВО-СИЛИКАТНЫЕ ПОРОДЫ

В химическом отношении известково-силикатные породы характеризуются значительным содержанием CaO, непостоянным SiO_2 и очень малым содержанием щелочей и Al_2O_3. Значительные колебания содержания окислов магния и железа.

Состав их не соответствует ни одной из магматических пород, за исключением малораспространенных карбонатитов.

Известково-силикатные породы образовались главным образом из известково-кремнистых и мергелистых пород; возможен в ряде случаев и привнос в связи с процессами регионально-контактного метаморфизма.

В катазоне основную роль в них играют плагиоклазы, в особенности основные, авгит, диопсид, гранат, скаполит, роговые обманки, флогопит, часто также карбонаты — кальцит, доломит: иногда присутствует кварц.

Обычно породы катазоны массивные или слабо сланцеватые, иногда слоистые, гранобластические.

Характерно то, что эти породы мало отличаются от тех, которые получаются в глубинных контактах с гранитоидами. Таковы различные

силикатные мраморы (кристаллические известняки) с форстеритом, скаполитом, основными плагиоклазами, графитом и другими минералами, нередко встречающимися, в особенности в докембрие.

В мезозоне более видную роль, кроме граната, играют актинолит, мусковит, кварц, карбонаты, в первую очередь кальцит.

Породы этой зоны большей частью кристаллизационно-сланцеватые, структура их гранобластическая или лепидобластическая, иногда порфиробластическая. Сюда относятся в частности известково-слюдистые и другие сланцы, состоящие главным образом из граната, эпидота, слюд, иногда с примесью актинолита, кальцита, диопсида, кварца и др.

В эпизоне развиты главным образом гранат и эпидот, частью кальцит, с примесью кварца (эпидотовые породы и сланцы, известковистые филлиты и др.).

9. МРАМОРЫ

Мраморы — продукты перекристаллизации известняков и доломитов — редко лишены примесей (некоторые разновидности мраморов уральских, Каррары в Италии, Пентеликона в Греции); обычно же они содержат разнообразные примеси.

Для катазоны характерна примесь калиевых полевых шпатов, плагиоклаза, пироксенов, иногда, скаполита, в мезозоне — эпидота, амфиболов (актинолита), замещающих пироксен в эпизоне — серицита, альбита, эпидота с цоизитом, клиноцоизита, хлорита, талька, серпентина.

Главные представители их — кристаллические известняки или мраморы — обычно массивные, иногда слоистые, полосатые и реже — частично сланцеватые. Очертания обычно изометричных зерен кальцита, играющего в них преобладающую роль, то сильно извилисты (статуйный мрамор Каррары), то имеют более ровные края; размер зерен крайне разнообразен; структура часто гранобластическая, гетеробластическая (некоторые мраморы Урала), часто также гомеобластическая. Распространены среди осадочных докембрийских и более юных образований всех периодов жизни земли.

Особенной известностью пользуются мраморы статуйные и облицовочные Каррары в Италии, Пентеликона в Греции, Коэльгинские, Прохоро-Баландинские и др. на Урале; мраморы имеются на Алтае, в Средней Азии, Закавказье и других частях СССР. Ценны как прекрасный облицовочный материал. Сопротивление сжатию достигает, в зависимости от структуры, 800—1500 *кг/см*^{2}.

10. МАГНЕТИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Магнетитовые породы состоят главным образом из магнетита в виде изометричных зерен или кристаллов; развиты во всех зонах; в эпизоне магнетит встречается вместе с гематитом и железной слюдой, в глубинных зонах последние отсутствуют. Особенно часто примешан кварц с образованием железистых кварцитов (джеспилитов) (Кривой Рог, Курская область, Железный кряж ДВК и др.). Кроме того, примешаны и другие минералы в различных относительных количествах и не всегда; в катазоне — гранат, авгиты, силлиманит, иногда роговые обманки и биотит, полевые шпаты; в мезозоне — гранат, слюды, амфибол (грюнерит и куммингтонит), каль-

цит, доломит, гематит; в эпизоне — эпидот, тальк, серицит, кальцит, гранат.

К этой группе пород относятся: магнетитовые породы разных зон, железистые кварциты, железо-слюдистые кварциты (итабириты). Железистые кварциты в районе Верхнего озера разделяют на две группы: 1) джеспилиты — тонкослоистые кварцево-магнетитовые или кварцево-гематитовые породы с тонкой перемежаемостью рудных и безрудных прослоек толщиной до 2 *мм*, с примесью в безрудных прослойках кристалликов магнетита; джеспилиты благодаря этому равномерно окрашены; 2) железистые роговики — аналогичные породы, с большей толщиной рудных и безрудных прослойков (4—10 *мм*); безрудные прослойки рудных минералов не содержат и резко выделяются светлой окраской на фоне темноокрашенных рудных полос.

Иногда железистые кварциты обогащаются окисью натрия, и в таком случае в них появляются щелочные минералы, главным образом щелочные роговые обманки (рибекит), пироксены (эгирин), иногда также альбит (северная часть Криворожского железорудного бассейна, район КМА и др.).

Железистые породы имеют крупнейшее значение, так как среди них встречаются (частью переходя в гематитовые руды в эпизоне) крупнейшие железорудные месторождения (Кривой Рог, Курская область, Кольский полуостров, Верхнее озеро в США и Канаде и др.). Генезис до сих пор остается спорным. По мнению одних исследователей, имело место отложение окислов железа, по мнению других — железистых силикатов, например типа гриналитов или шамозитов, на дне водного бассейна и позднейшая перекристаллизация их, частью с выщелачиванием кремнекислоты.

11. ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ (НАЖДАЧНЫЕ) ПОРОДЫ

Наждачные глиноземистые породы характеризуются значительным содержанием Al_2O_3, часто с примесью Fe_2O_3. Исходными породами были бокситы. Иногда они образуются и пневматолитическим путем (о. Наксос). В катазоне отсутствуют, в мезозоне часто сопровождаются ставролитом, шпинелью, в эпизоне — диаспором, хрупкими слюдами (месторождения Кыштыма, Кызылташа, о. Наксос в Греции и др.).

Особенно важное значение они имеют как носители ценнейшего абразивного корунда или наждака — мелкозернистой разности корунда, часто с примесью магнетита или гематита.

Диафторез

Ретроградный метаморфизм, или диафторез, имеет место тогда, когда передвижения метаморфизированных пород к поверхности земли происходят достаточно медленно для того, чтобы горные породы были полностью преобразованы в новых условиях их существования (пребывания) в более высоких зонах. В таком случае идет процесс замены одних минералов, структур, горных пород другими; так, вместо биотитовых гнейсов (катазона) в конечном виде могут получиться слюдяные сланцы (мезозона) или филлиты (эпизона).

В Альпах находят филлиты, филлитовые гнейсы, серицит-хлоритовые сланцы, характерные для эпизоны со следами преобразования их из гнейсов катазоны. Такого рода породы носят название диафторитов. Как пример диафтореза можно привести также преобразова-

ние андалузит-гранатовых сланцев мезозоны при условиях сильного стресса при сравнительно низкой температуре в серицитовые сланцы, т. е. в эпизоне в них взамен имевшихся ранее минералов развиваются новые, типоморфные (т. е. характерные) для эпизоны минералы — хлорит, серицит; в переходных породах сохраняются следы реликтов граната и андалузита, которые затем могут полностью исчезнуть. По всем признакам диафторез широко развит в ряде тех мест, где распространены кристаллические сланцы.

12. ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Метаморфические породы имеют огромное практическое значение, так как именно к ним приурочен ряд крупнейших месторождений металлических и неметаллических полезных ископаемых. Из металлических полезных ископаемых с кристаллическими сланцами прежде всего тесно связаны огромные массы железных руд, имеющих крупнейшее промышленное значение, как, например, в районе Кривого Рога, Курской магнитной аномалии и др., также некоторые месторождения марганцевых руд. С метаморфическими породами тесно связан ряд месторождений никеля, кобальта, цветных металлов, золота. К карбонатным метаморфическим породам приурочены крупного промышленного значения месторождения железа и меди, также редких и рассеянных элементов (олова, вольфрама, молибдена и др.).

С этими же породами связано огромное число месторождений неметаллических ископаемых, как, например, асбеста, драгоценных камней, плавикового шпата, слюды (флогопита и мусковита) талька, магнезита, высокоогнеупоров — дистена, андалузита, корунда и др.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абиссальные горные породы 115, 123
Авгит 176, 67
Авгитит 175
Авгитит лейцитовый 175
— нефелиновый 175
Автометаморфизм 255, 256
Адамеллит 162
Акмит 69
Акмолит 126
Акробатолитовая стадия эрозии 181
Актинолит 73
Алданская фация 255
Алевриты 227
Алевролиты 229
Аллит 233
Аллотриоморфные минералы 131
Алунит 104
Альбит 185
Альбитизация 188
Альбитофир 155
Альмандин 109
Аммониты 215
Амфиболитизация 254, 258
Амфиболиты 274
— альбитовые 275
— гранатовые 275
— плагиоклазовые 275
Амфиболы 71
Анализатор 14
Анальцим 98
Анамезит 150
Анатексис 253, 265
Ангидрит 103, 211, 244
Андалузит 107
Андалузитовые сланцы 259
Андезин 82
Андезит 152, 191
— авгитовый 155
— гиперстеновый 155
— пироксеновый 155
— роговообманково-биотитовый 155
— роговообманково-пироксеновый 155
Андрадит 109
Анизотропные минералы 8
Анкерит 208
Аномальная интерференционная окраска 31
Анорит 81, 185
Анортозит 146, 180
Анортоклаз 90
Антигорит 114
Антрацит 245
Анхимономинеральные породы 141
Апанент 178
Апатит 96
Апатитолит 177
Аплит 176
Арагонит 102, 208
Аргиллит 229, 232
Аркозы 226
Арфведсонит 75
Асбест 114
Асканит 232
Ассимиляция 197
Ашистовые породы 176

Базальт 144, 148, 191
— авгитовый 149
— гиперстеновый 150
— лейцитовый 174, 175
— миндалекаменный 150
— нефелиновый 174, 175
— оливиновый 149
— плагиоклазовый 149
— энстатитовый 150
Базальтическая роговая обманка 75
Базальтовый шлак 150
— туф 150
Барит 103, 211
Батолит 125
Беербахит 177
Бемит 105, 211
Бештаунит 79, 168
Биотит 79
Биссектрисы 12
Битовнит 81
Богемская фация 255
Богхед 245
Боксит 233
Брахиоподы 214
Брекчия 260

Валуны 224
Варнолит 151
Вебстерит 141
Верлит 141
Веррукано 224
Вкрапленники 134
Витродиабаз 151
Вогезит 177
Водоросли 215

Габбро 144, 180, 191
— ленточное 146
— нефелиновое 174
— оливиновое 146
— ортоклазовое 147, 153
— роговообманковое 146
— скаполитовое 148
— соссюритовое 147
— уралитовое 147
Габбровый сланец 146

Габбро-аплит 177
Габбро-диабаз 151
Габбро-диорит 153
Габбро-монцонит 180
Габбро-норит 146
— оливиновый 146
Галогениты 243
Галечник 224
Галоиды 211
Гальмиролиз 206
Гарниерит 142
Гарцбургит 141
Гастроподы 214
Геденбергит 66
Гезы 237
Гейландит 98
Гематит 210
Генезис магматических пород 197
— осадочных пород 205
Герпадзолиты 125, 150
Герцинит 111
Гетероморфные породы 123
Гетит 210
Гиалодиабаз 151
Гиалосидерит 59
Гиббсит 210, 230, 234
Гибридные породы 201
Гидравлический метод механического анализа 54
Гидраргиллит 210
Гидрогематит 210
Гидрогетит 210
Гидротермальный метаморфизм 255
Гипабиссальные породы 115, 123
Гиперстен 62
Гиперстенит 141
Гипидиоморфные минералы 131
Гипобатолитовая стадия эрозии 181
Гипс 163, 211, 244
Глауконит 105, 208
Глина 232
— бейделлитовая 232
— бентонитовая 232
— каолинитовая 230
— монотермитовая 230
— монтмориллонитовая 230
Глубинные зоны 252
Гнейс авгит-плагиоклазовый 274
— альбитовый 271
— биотитовый 274, 279
— глинозем-силикатный 271
— гранато-кордиеритовый 272
— гранатовый 272
— гранато-ставролитовый 272
— графитовый 272
— дистеновый 272
— инъекцированный 270
— катаортоклазовый 269
— кордиеритовый 261, 272
— мезоортоклазовый 270
— мусковитовый 246
— очковый 271
— плагиоклазовый 274
— полосатый 260
— роговообманково-плагиоклазовый 274
— серицито-альбитовый 271
— серицит-ортоклазовый 271
— силлиманит-кордиеритовый 271
— силлиманитовый 272
— слюдяной 260
— ставролитовый 272
Гнейс эпидото-альбитовый 274
Гнейсо-кварцит 77
Головоногие 214
Горнблендит 141, 180
Горные породы ашистовые 176
— — гетероморфные 123
— — глубинные 115
— — грубообломочные 224
— — диашистовые 176
— — излившиеся 115
— — магматические 115
— — мономинеральные 141
— — полуглубинные 123
Гортонолит 59
Гравий 224
Гранат 109
Гранато-пироксеновая порода 262
Гранит 156, 180
— авгитовый 159
— арфведсонитовый 159
— биотитовый 158
— биотито-гиперстеновый 159
— биотито-пироксеновый 159
— биотито-роговообманковый 159
— двуслюдяной 159
— контаминированный 158, 201
— мусковитовый 159
— натровый 158
— пироксеновый 159
— рибекитовый 159
— роговообманковый 159
— щелочноземельный 158
— щелочной 159
Гранитизация 261
Гранодиорит 153, 161, 180, 191
Граувакки 227
Графит 114
Грейзен 257
Гроссуляр 169, 262
Грюнерит 72
Губки 212
Гумбрин 232

Дайки 125, 191
Дацит 154
Двойники 46
Двойное лучепреломление 8
Двуосные кристаллы 9, 11
Дедоломитизация 242
Дейторогенные минералы 188
Делессит 106
Деформации бластические 250
— кластические 250
— пластические 250
Джеспилит 278
Диабаз 144, 148, 180
— гиперстеновый 151
— кварцевый 151
— энстатитовый 151
Диаллаг 68
Диаллагит 141
Диаспор 104, 210
Диаспорит 234
Диатомовые земли 237
Диафторез 252, 279
Диафторит 279
Диашистовые породы 176
Дикит 101
Динамометаморфизм 250, 255
Диопсид 66
Диорит 152, 180, 191

авгитовый 153
— кварцевый 153, 180
— пироксеновый 153
— роговообманковый 153
— слюдяной 153
— уралитовый 154
Дисперсия оптических осей и биссектрис 44
Дистен 108
Диференциация магмы 197
Долерит 150
Доломит 102, 208, 239, 242
Дунит 141

Жадеитовые породы 277
Железорудные осадочные породы 235
Железистые кварциты 278
Жерловина 126
Жидкость Туле 54
Жилы 126
Жильные породы 176

Заместители полевых шпатов 90

Иглокожие 213
Иддингсит 61
Идиобласты 248
Идиоморфные минералы 131
Известняк 239
— гастроподовый 240
— зернистый 239
— коралловый 240
— криноидный 240
— кристаллический 262
— литотамниевый 240
— мшанковый 240
— оолитовый 241
— органогенный 240
— пелециподовый 240
— ракушечный 240
— форамшиферовый 240
— фузулиновый 240
Известково-силикатные породы 262, 277
Излившиеся породы 115, 123
Измерение угла оптических осей 45
Изотропные минералы
Изохроматические кольца 38
Изучение двуосных минералов в сходящемся свете 40
— одноосных минералов в сходящемся свете 37
Ийолит 174, 175
Ильменит 97
Иммерсионный метод 19
Индикатриса оптическая 9
Инконгруентное плавление 183
Интерференционная окраска 26, 29
Интерференция при скрещенных николях 26
Интрузивные залежи 125
Инъекцированные массы 124
Исследование в параллельном свете 26
— в сходящемся свете 36
— при одном николе 19
— при скрещенных николях 26
Итабирит 279

Каинит 211
Калиевые полевые шпаты 87
Кальцит-гроссуляр-анортитовая фация 255
Калийно-магнезиальные соли 243
Кальцит 102, 208
Каменная соль 211, 243
Камптонит 177
Канадит 169
Канкринит 91
Каолин вторичный 231
Каолинитизация 161, 258
Каолинит 99, 208, 233
Карбонатиты 123, 178
Карбонатолиты 239
Карналлит 211
Касситерит 95
Катазона 252
Катаортоклазовый гнейс 269
Каустобиолиты 245
Кварц 92, 207, 233
Кварцевый диорит 153
— кератофир 162
— клин 29
— порфир 162
Кварцит 261
— гнейсовый 277
— железистый 278
— серицитовый 277
— слюдяной 277
Кварцитовые породы 277
Кератофир 167
— кварцевый 162
Керсантит 177
Кеффекелит 232
Кианит 108
Киевит 72
Кил 232
Кимберлит 189, 142
Кишечнополостные 213
Классификация магматических пород 136
— магматических пород Лаппарана-Лучицкого 139
— метаморфических пород 266
— осадочных пород 205, 206
Клиноцоизит 112
Клиноэнстатит 65
Кокколиты 241
Комагматические провинции 193
Комендит 162
Компенсатор Берека 34
Компенсаторы 73
Конгломерат базальный 224
Конкреции сингенетические 219
— эпигенетические 219
Контактный метаморфизм 255, 258
Контаминация 201
Коралловые водоросли 215
Кораллы 214
Кордиерит 109
Корунд 110, 235
Косое угасание 35
Кремневые водоросли 216
Кремнистые осадочные породы 237
Криноидеи 213
Криптобатолитовая стадия эрозии 181
Криптопертит 88
Кристаллизационная диференциация 197, 198
Кристаллизация двухкомпонентных систем 182
Кристаллобластический ряд 247
Кристаллопорфир 163
Кристобалит 93

Крокидолит 76
Ксенобласты 248
Ксеногибридизм 202
Ксеноморфные минералы 131
Куммингтонит 72

Лабрадор 81
Лабрадорит 146
Лакколит 125
Лампрофировые породы 176
Латерит 234
Лаурвикит 166
Леверьерит 101
Лейкомиссурит 175
Лейцит 91, 184, 193
Лейцитит 174, 175
Лейцитовый миссурит 175
Лейцитофир 173
Лемнискаты 41
Лепидокрокит 105, 216
Лепидолит 79
Лепидомелан 79
Лептит
Лерцолит 141
Лёсс 228
Лёссовидный суглинок 228
Либенерит 172
Ликвация 183, 198
Ликвидус 184
Лимбургит 177
Лимонит 210
Линза Бертрана 14
Линия Бекке 19
Липарит 162, 191
— калиевый 163
— натровый 163
Литотамнии 215
Лополит 125
Луяврит 169

Магма 116
— кислая 123
— основная 123
— первичная 202
Магматическая диференциация 197
Магматическая стадия кристаллизации 129
Магнетит 87, 210
Магнетитовые породы 278
Меймичит 141
Мандельштейн диабазовый 151
Марганцевые породы 237
Мариуполит 169
Маршаллит 238
Мезозона 252
Мезолитовый 147
Мел 241
Мелагаббро 146
Мелилит 195
Мелкозернистые породы
Мельтейгит
Мергель известковый 239
— меловой 241
— аддитивный 256
Метаморфизм гидротермальный 255, 256
— глубинный 255, 264
— контактный 255
— пневматолитовый 255
— регнональный 255, 264
— ретроградный 252, 255, 279
— термальный 255
Метаморфические породы 260
Метасоматоз 204, 261
Метод Бекке 20
— Бекке-Беккера 86
— Бертрана 37
— Заварицкого 119
— косого освещения 22
— Лазо 37
— Мишель-Леви 32
— Ниггли 118
— отмучивания 54
— термический 55
— тяжелых жидкостей 54
— Федорова 48
— Шона 26
Методы определения плагиоклазов по углам угасания 84
Механические осадки 206, 223
Механический анализ 53
Миаскит 169
Мигматит 204, 260, 265
Микрогранит 162
Микроклин 88
Микромонцонит 166
— порфир 167
Микропертит 88
Микросиенит 166, 172
Микроскоп электронный 57
Милонит 256
Минерализаторы 117
Минералогический состав магматических пород 121
— — метаморфических пород 247
— — осадочных пород 207
Минералы
— аллотриоморфные 131
— анизотропные 9
— вторичные 122
— второстепенные первичные 122
— гипидиоморфные 131
— главные 122, 138
— двуосные 10
— дейтерогенные 122, 188
— идиоморфные 131
— изотропные 9
— корреляционные 209
— ксеноморфные 131
— магматических пород 121
— метаморфических пород 260
— осадочных пород 207
Минетте 177
Мирабилит 211, 245
Мирмекит 188
Мирмекитовая структура 188
Миссурит 174, 175
Монацит 180
Монотермит 100, 208
Монтмориллонит 99, 100
Монцонит 165
Мончикит 177
Мрамор 278
Мусковит 78
Мшанки 214

Нагельфлю 224
Наждачные породы 279
Накрит 99

Натролит 98
Неапит 178
Небулит 260
Невадит 163
Некк 126
Необыкновенный луч 15
Нефелин 90
Нефелинит 174, 175
Нефелиновый микросиенит 172
— сиенит 168
Нордмаркит 166
Норит 146, 180
— оливиновый 146

Обсидиан 155, 156, 163
Объективы 8, 13, 14
Обыкновенный луч 15
— свет 8
Одинит 177
Одноосные кристаллы 9, 37
Окраска минералов 24
Окуляры 14
Оливин 59
Оливинит магнетитовый 142
Олигоклаз 81
Оловянный камень 95
Опал 93, 208
Опоки 237
Определение оптического характера двуосных минералов 40
— одноосных минералов 39
— относительных количеств минералов в шлифе 25
— плагиоклазов методом наибольшего симметричного угасания 84
— — на разрезах, перпендикулярных к (010) и (001) 86
— — при комбинированных двойниках по карлсбадскому и альбитовому законам перпендикулярно к (010) 86
— показателей преломления в шлифе 19, 20
— силы двупреломления 32
— толщины шлифа 26
— угасаний 35
Оптическая индикатрисса 9
— нормаль 12
— ось 9
Оптические аномалии 31
— методы 7
Оптический характер двуосных кристаллов 12
— — одноосных кристаллов 10
Организмы породообразующие 211
Органогенные осадки 206
Ортит 113
Ортогнейс 270
Ортоклаз 88
Ортопироксен 62
Ортофир 167
Осадочные породы 205
Остатки животных организмов 212
— растительные 215
— углистые 216
Остаточная магма 129
Остракоды 213
Отдельность глыбовая 128
— магматических пород 127
— параллелепипедальная 128
— подушечная 127
— плазматическая 127
— столбчатая 127
— шаровая 128
Палеотрахиты 167
Палингенез 200, 253, 265
Пантеллерит 163
Парагенез 222
Парагонит 78
Паулопостумные минералы 188
Пегматит 177
Пегматоидная стадия кристаллизации 129
Пелециподы 214
Пеликанитизация 161
Пелит 229
Пемза 163
Первичная магма 202
Передвижение магм в земной коре 188
Перечисление химического состава горных пород 116
Перидотит 140, 180
— гиперстеновый 141
— диаллаговый 141
— диаллаго-гиперстеновый 141
— роговообманковый 141
Периклаз 111
Перлит 155, 163
Пертит 88
Пески 225
Песчаник 225
— аркозовый 226
— гипсовый 226
— глинистый 226
— динасовый 226
— железистый 226
— известковый 226
— кварцевый 226
— кремнистый 226
— опаловый 226
— полимиктовый 227
— туфогенный 227
— фосфоритовый 226
— халцедоновый 226
Петрографические провинции 192
Петрология магматических пород 182
Пехштейн 155, 156, 163
Пиджонит 65
Пикотит 111
Пикритовый порфирит 142
Пирит 97
Пироксенит 140, 180
Пироксены 61
Пироп 109
Пирофиллит 99, 101, 230
Плагиогранит 162
Плагиоклазы 81
Плеохроизм 24
Плеохроичные оболочки 24
Плоскополяризованный свет 8, 13
Плоскость колебаний 8
— оптических осей 12
— поляризации 8
Пневматилиты 256
Пневматолитовая стадия кристаллизации 130
Пневматолиты 256
Позвоночные 215
Показатели преломления 19
Полевые шпаты 80
Полимиктовый 224

Полигалит 104, 211
Полуглубинные породы 123
Поляризатор 13
Поляризационный микроскоп 13
Поляроид 15
Пористость 220
Породообразующие минералы 58
— организмы 211
Порфир кварцевый 162
Порфирит 154
— авгитовый 155
— кварцевый 154
— пироксеновый 155
— роговообманковый 155
Порфиробласты 248
Порфировые выделения 134
Порядок изучения минералов под микроскопом 47
Правило Розенбуша 131
Прибор Сабанина 53
— Шене 54
Призма Николя 16
Принцип Боуэна 132
— Гюи и Шаперона 198
— Соре 198
Пропилит 156
Прямое угасание 35
Псаммиты 225
Псефиты 224
Пудожский камень 241
Пуш-интегратор Глаголева 25
Пьемонтит 112

Радиолярии 212
Радиолярит 238
Разделение минералов тяжелыми жидкостями 54
Размеры минералов 18
Разность фаз 27
— хода 27
Ракообразные 213
Ракушечник 239
Рапакиви 159
Регионaльный метаморфизм 264
Рельеф минералов 19
Ретроградный метаморфизм 255, 279
Рибекит 75
Риолит 156
Рисчоррит 169
Роговая обманка 73
Роговик 259
— железистый 279
Роговообманковый сланец 146
Рутил 95
Рябь 218

Саксонит 141
Санидин 89
Септарии 219
Серицит 78
Серицитизация 161
Серпентин 114, 276
Серпентинизация 257
Серпентинит, 141, 257
— антигоритовый 257
— аподунитовый 141
— апоперидотитовый 142
— хризотиловый 257
Сидерит 102, 208, 239
Сиенит 164, 191
— натровый 164, 166
— нефелиновый 168, 174, 180
— пироксеновый 165
— роговообманковый 165
Сиенит-диорит 165
Сила двулучепреломления 32
Силли 191
Силлиманит 107
Сильвин 211
Симметричное угасание 36
Синантектические минералы 188
Ситовый анализ 53
Скаполит 110
Скарн 262
— гранат-пироксеновый 262
— роговообманковый 262
Сквозные массы 124
Сколецит 98
Сланец авгитовый 276
— андалузитовый 259
— андалузит гранатовый 280
— антофиллитовый 276
— гранато-слюдяной 272
— грюнеритовый 276
— дистено-слюдяной 272
— грюнеритовый 276
— дистено-слюдяной 272
— куммингтонитовый 276
— известково-слюдистый 278
— оливиновый 276
— роговообманковый 276
— серицитовый 246
— слюдяной 272
— ставролито-слюдяной 272
— тальковый 276
— хлоритовый 276
— эпидотовый 278
Сланцы инъекцированные 260
— магнезиально-силикатные 275
Слоистость вторичная 218
— косая 218
— первичная 218
— прямая 218
— эоловая 218
Слюда 77
Смоляной камень 163
Содалит 91
Солидус 184
Сольфатарная стадия кристаллизации 130
Соссюритизация 258
Спайность 19
Спессартит 177
Спилит 151
Спонголит 237
Способы получения поляризованного света 15
Среднеобломочные породы 225
Ставролит 108
Стадии кристаллизации магмы 129
Стилолиты 219
Стильбит 98
Столик Федорова 48
Стресс 249
Строматопориды 213
Структура андезитовая 135
— аплитовая
— афанитовая 133
— афировая
— бластогранитовая 249

Структура бластодиабазовая 249
— бластоофитовая 249
— бластопелитовая 249
— бластопорфировая 249
— бластопсаммитовая 249
— бластопсефитовая 249
— брекчиевидная 217
— витрофировая 135
— волокнистая 217, 248
— вторичная 135
— вторично-регенированно-зернистая 217
— габбровая 133
— гелицитовая 249
— гетеробластная 248
— гиалиновая 131, 135
— гиалопилитовая 135
— гипидиоморфно-зернистая 133
— гипокристаллически-порфировая 149
— гнейсовидная 248
— голокристаллическая 131
— голокристаллически-порфировая 149
— гомеобластная 248
— гранитная 133
— гранобластная 248
— гранофировая 134
— гранулитовая 248
— графическая 134
— грубозернистая 216
— диабазовая 133
— диабластная 248
— дисперсная 216
— зернистая 133
— игольчатая 217
— идиобластная 248
— интерсертальная 135
— корродированно-зернистая 217
— криптографитовая 134
— кристаллически-зернистая 217
— крупнозернистая 134, 217
— ксенобластная 248
— лепидобластная 248
— листоватая 217
— мелкозернистая 134, 217
— микрограбброая 134
— микрогранитовая 134
— микродиабазовая 134
— микродиабластная 248
— микродиоритовая 134
— микромонцонитовая 134
— микропегматитовая 134
— микрофельзитовая 135
— милонитовая 249
— мирмекитовая 134, 188
— мозаичная 248
— монцонитовая 133
— нематобластная 248
— неравномернозернистая 217
— окатано-зернистая 217
— остаточная 249
— офитовая 145
— очковая 248
— палимпсестовая 249
— панидиоморфная 133
— пегматитовая 134
— пелитовая 216
— перлитовая 135
— песчаная 216
— пилотакситовая 134
— пирокластическая 136
Структура плотная 134, 217
— пойкилитовая 134
— пойкилобластная 248
— полнокристаллическая 131
— полосатая 135
— полуокатанно-зернистая 217
— полустекловатая 131
— порфиробластная 248
— порфировая 133
— порфировидная 133, 217
— псаммитовая 216
— псефитовая 216
— равномернозернистая 134, 217
— реликтовая 249
— роговиковая 248
— сидеронитовая 142
— сланцеватая 248
— среднезернистая 134, 217
— стекловатая 131, 135
— сутурная 248
— сферолитовая 135, 218
— тонкозернистая 134, 217
— тонкодисперсная 217
— трахитовая 135
— угловато-зернистая 217
— фельзитовая 135
— цементная 248
— чешуйчатая 248
— шаровая
— эвтектическая 134
Структуры магматических пород 129
— метаморфических пород 247
— осадочных пород 216
Субнормальная окраска 31
Суглинок лёссовидный 228
— мергелистый 229
Сульфатолиты 243
Сульфидолиты 178
Сульфаты 102, 211
Супернормальная окраска 31
Сутуры 219
Сфен 94
Сферолиты 135
Схема Боуэна 132

Таблицы минеральных составов зон 254
— Мишель-Леви 32
— структур и текстур глубинных зон 247
Тавит 171
Тактит 262
Тальк 114
Тальквит 276
Твердые растворы 184
Текстура беспорядочная 218
— брекчиевидная 219
— вторичная 135
— диагональнослоистая 218
— катакластическая 158
— «конус-в-конусе» 219
— ленточная 135
— макрослоистая 218
— массивная 135
— микрослоистая 218
— милонитовая 256
— оолитовая 218
— параллельноволокнистая 218
— плойчатая 218
— плоскослоистая 218
— полосатая 135

— сланцевая 218
— слоистая 218
— сферолитовая 218
— такситовая 135
— ультрамилонитовая 161
— флюидальная 135
— эвтакситовая 135
Текстуры магматических пород 129
— метаморфических пород 247
— осадочных пород 216
Тералит 174
Типы метаморфизма 255
Титанистый железняк 97
Титанит 94
Титано-магнетит 97
Томсонит 98
Топаз 108
Трахидолерит 174
Трахит 164
Тремолит 73
Трепел 237
— глобулярный 237
Трехкомпонентные системы 185
Трещинные извержения 127
Трещины нагрузки 128
— поперечные 128
— сланцеватости
Тридимит 93
Трилобиты 213
Трондьемит 162
Турмалин 15, 95
Турвит 210
Туф базальтовый 150
— вулканический 155, 164, 168
— известковый 241
— кремневый 238
Туфовая лава 155
Туффит 227
Тяжелые жидкости 54

Угасание косое 35
— прямое 35
— симметричное 36
Угол оптических осей 12, 13
Ультрабазиты 138, 191, 276
Ультраметаморфизм 265
Ультрамилонит 161, 256
Ультраосновные породы 124, 136
— щелочные породы 176
Умптекит 166
Уралитизация 258
Уртит 175
Условия залегания магматических пород

Фаялит 59
Фангломераты 225
Федоровский метод 48
Фельдшпатоиды 90
Фенокристы 134
Фергусит 175
Ферролиты 178, 235
Физико-химические особенности магм 182
Филлит 271
Фильтрпрессование 199
Флогопит 79
Флоридиновые земли 232
Фойяит 169
Фонолит 168, 172
— лейцитовый 173
— нефелинитоидный 173
— трахитоидный 173
Фораминиферы 212
Форелленштейн 146
Формация арктическая 193
— спилитовая 193
— чарнокито-анортозитовая 193
Формы залегания магматических пород 127
— минералов 247
Форстерит 59
Фосфориты 207, 210, 226
Фракционная кристаллизация 199
Фуллоновые земли 232

Халцедон 93, 207
Характерные особенности пироксенов 76
— — слюд 77
Характерные черты амфиболов 76
Харовые водоросли 215
Хиастолит 107
Хибинит 169
— трахитоидный 169
Химические осадки 206
Химический состав магматических пород 116
Хлорит 117
Хлоромеланитовые породы 277
Хонолит 126
Хризолит 59
Хризотил 114
Хромит 97

Цемент аморфный 226
— базальный 226
— кристаллически-зернистый 226
— крустификационный 226
— обрастания 226
— пор 226
— прорастания 226
— пятнистый 226
— регенерации 226
— соприкосновения 226
Целестин 211
Центрирование микроскопа 16
Цеолиты 97
Циркон 94
Цоизит 112

Чарнокиты 159

Шабазит 95
Шагреневая поверхность 19
Шамуазит 106, 210, 233
Шлифы 17
Шонкинит 174
Шпинель 111
Шрисгеймит 141
Штоки 125

Щебень 224
Щелочные габброиды 178
— роговые обманки 75

Эвтектическая кристаллизация 182
Эвтектические смеси 182
Эгирин 69
Эгирин-авгит 69
Эклогит 275
Экструзия площадная 127
Эллипсоид вращения 10
— трехосный 11
Эмбатолитовая стадия эрозии 181
Эндобатолитовая стадия эрозии 181
Энстатит 32
Энстатитит 141
Эпибатолитовая стадия эрозии 181
Эпидот 111, 263
Эпизона 252
Эпилейцитофир 173
Эруптивная брекчия 260
Эссексит 174
Этмолит 126
Эффузивные породы 115, 127

Юстировка микроскопа 16

Яшмы 238

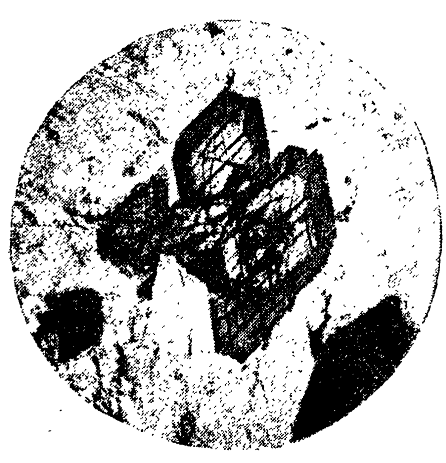
19 Зак. 3892. В. Н. Лучицкий.



Фиг. 1. Биотито-кордиеритовый гранит. Украина.



Фиг. 2. Роговая обманка. Разрезы: 1) перпендикулярный вертикальной оси и 2) параллельный ей. Простой и полисинтетические двойники.



Фиг. 3. Роговая обманка с зонарной структурой.



Фиг. 4. Диаллаг. Разрез, перпендикулярный вертикальной оси.

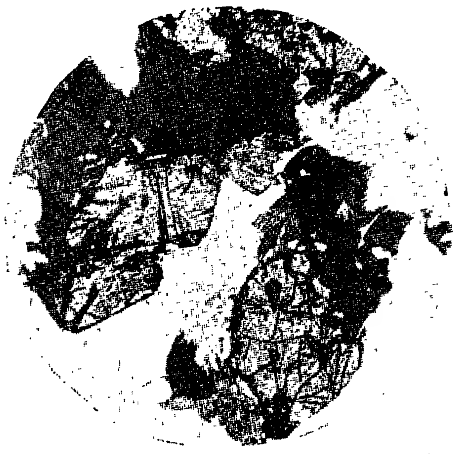


Фиг. 5. Авгит. Продольный разрез.

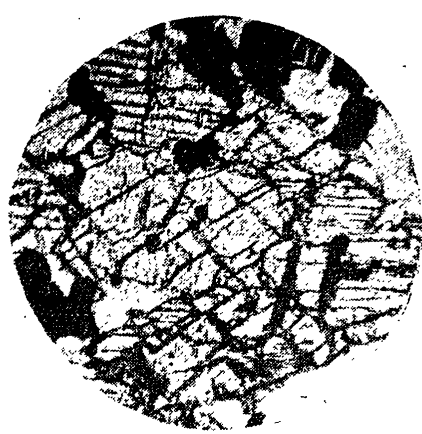


Фиг. 6. Авгит. Кристаллы.

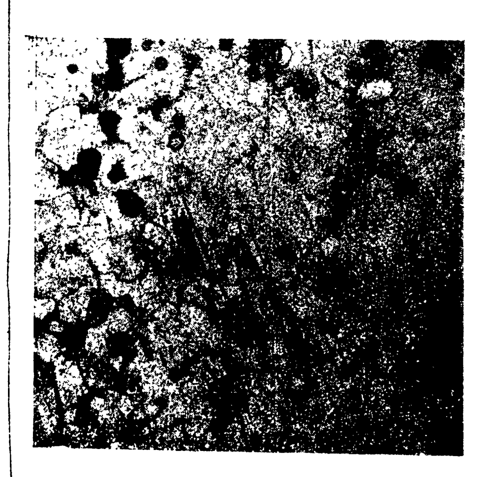
Таблица II



Фиг. 1. Оливин. Рапакиви Киевской обл. р. Рось. Кристаллы и шагрень.



Фиг. 2. Андалузит. Спайность, шагрень.



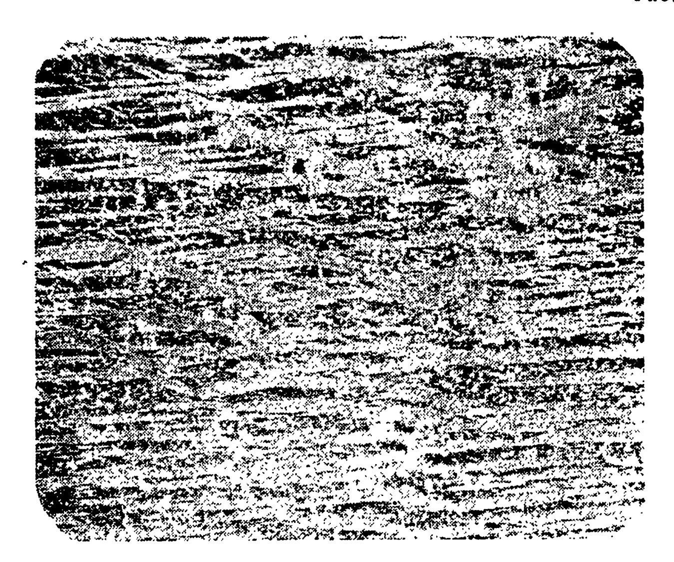
Фиг. 3. Кордиерит. Висячие двойники, плеохроичные оболочки. Украина.



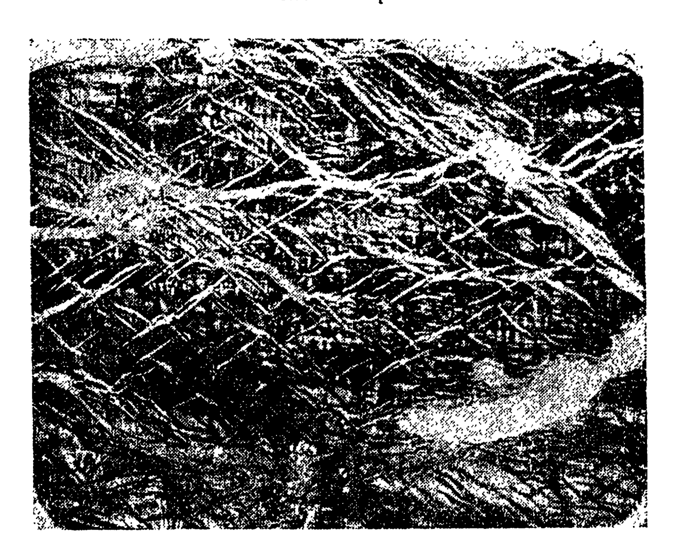
Фиг. 4. Кордиерит. Плеохроичные оболочки. Украина.



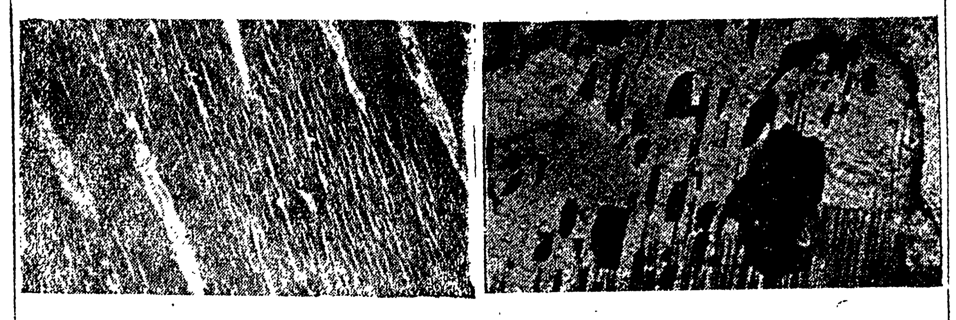
Фиг. 5. Микроклин с решетчатой структурой.



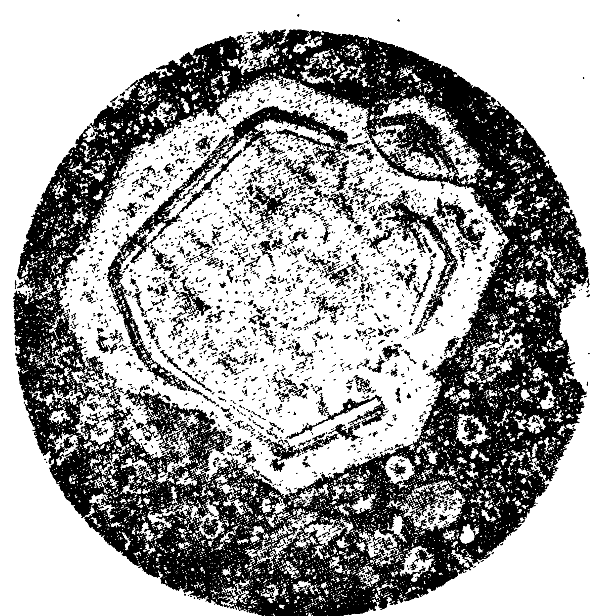
Фиг. 1. Пертит.



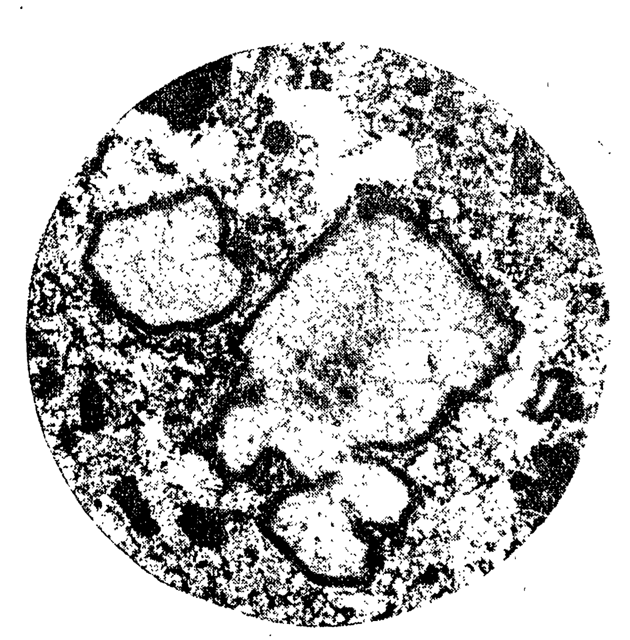
Фиг. 2. Пертит.



Фиг. 3. Микропертит. Фиг. 4. Антипертит.



Фиг. 5. Псевдолейцит. Кристалл в псевдолейцитите.



Фиг. 6. Нозеан. Кристалл в лейцитофире.



Фиг. 1. Параллелепипедальная отдельность. Р. Горный Тикич. Украина.

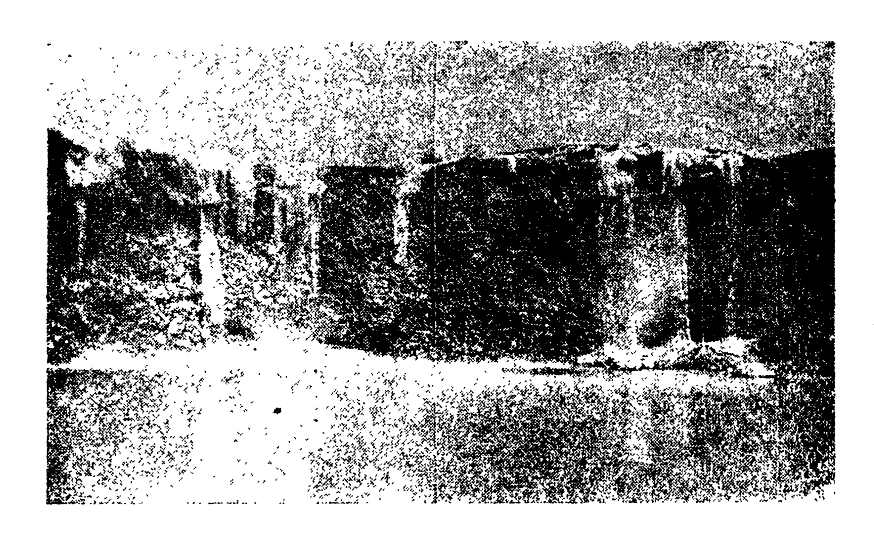


Фиг. 2. Пайка. Кавказ.

Фиг. 1. Выпирание очень вязкой андезитовой лавы. „Игла“ на о. Мартиника.



Фиг. 2. Излияние вязкой андезитовой лавы.



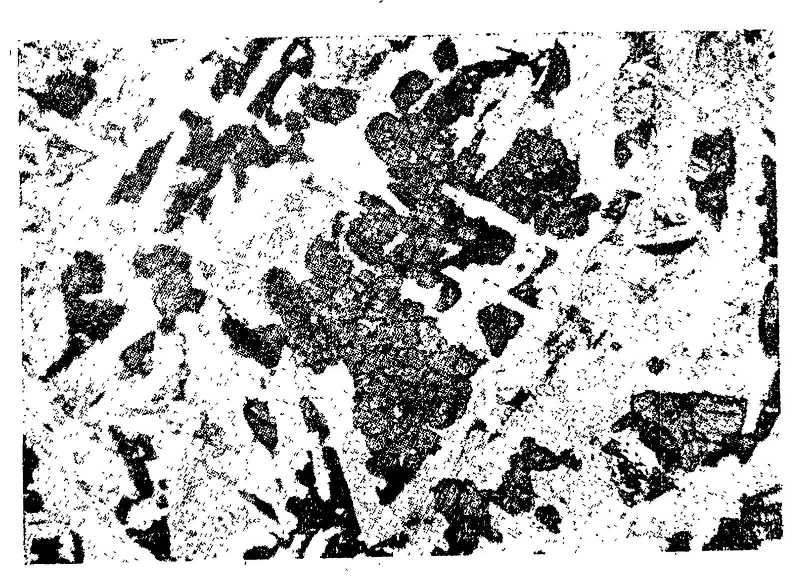
Фиг. 1. Излияние жидкой базальтовой лавы. Лавопад на Гавайских островах.



Фиг. 2. Интрузия жидкой базальтовой магмы по тонким трещинам. Р. Кальмиус. Приазовье.



Фиг. 1. Гранитная структура. Гранит. Дых-Су. Кавказ.



Фиг. 2. Диабазовая структура. Диабаз. Янча-Рудня.



Фиг. 1. Порфировидная структура в граните.



Фиг. 2. Порфировая и флюидальная структура. Липарит. Ново-Сибирские о-ва.



Фиг. 1. Порфировая структура. Вкрапленники полевых шпатов в микрогранитовой основной массе. Дацит. Кавказ.



Фиг. 2. Полосатая (ленточная) текстура в габбро.



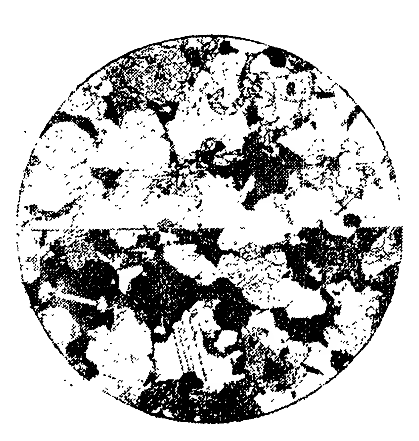
Фиг. 1. Дунит, переходящий в серпентин.



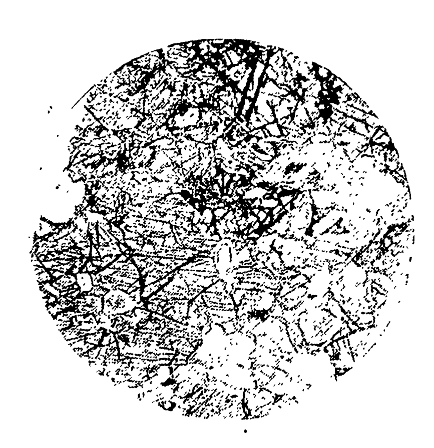
Фиг. 2. Форелленштейн (троктолит). Бисерская дача Урала.



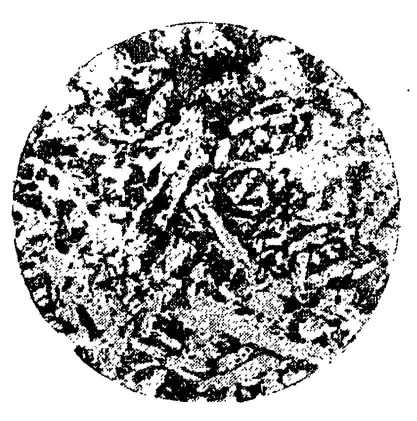
Фиг. 3. Пироксенит катаклазированный. Биссерская дача. Урал.



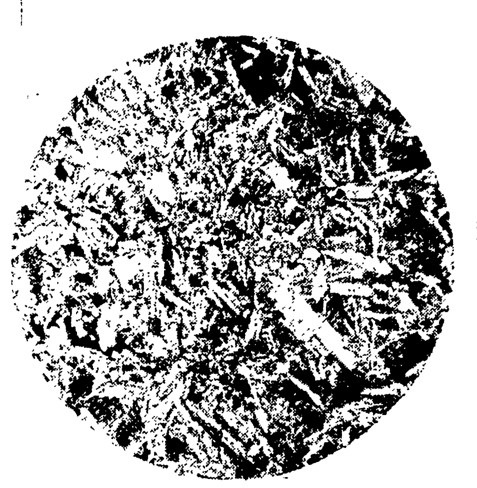
Фиг. 4. Оливиновое габбро. Урал.



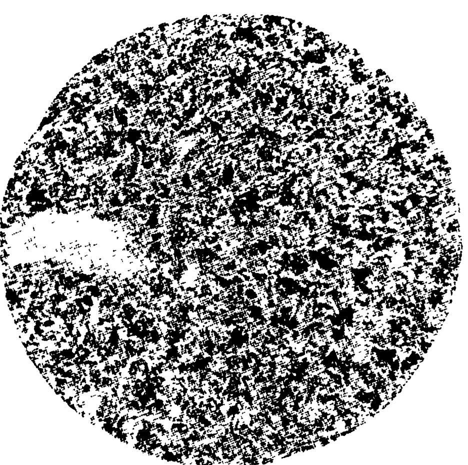
Фиг. 5. Оливиновый норит. Урал.



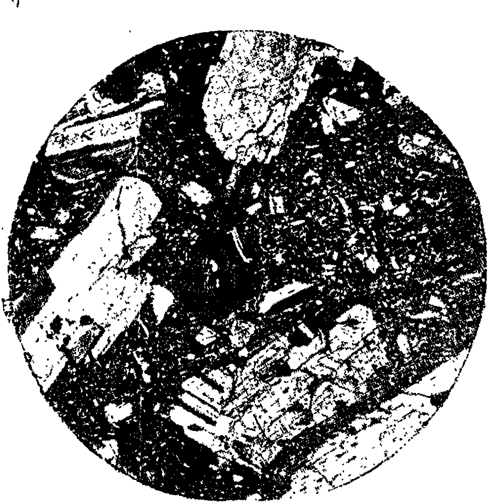
Фиг. 6. Габбро-диабаз. Алтай.



Фиг. 1. Диабаз среднезернистый. Берестовец. Ровенская обл.



Фиг. 2. Диабаз мелкозернистый. Полица. Там же.



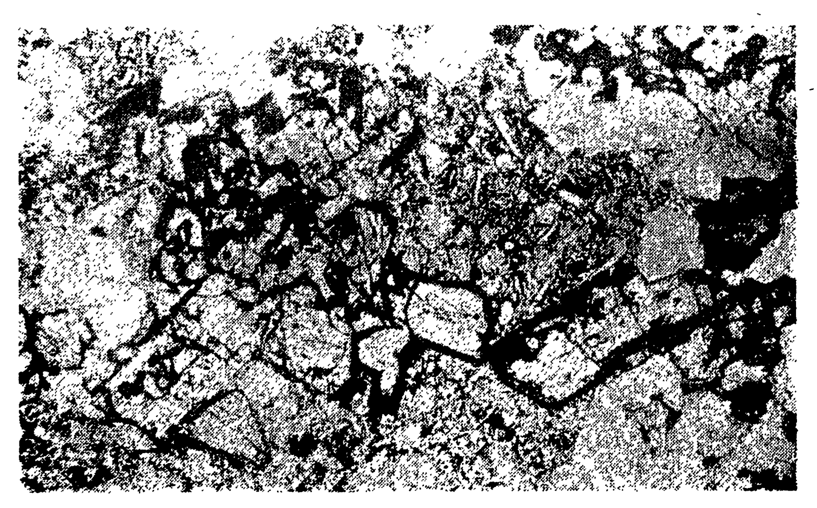
Фиг. 3. Базальт. О. Сахалин.



Фиг. 4. Габбро-диорит.



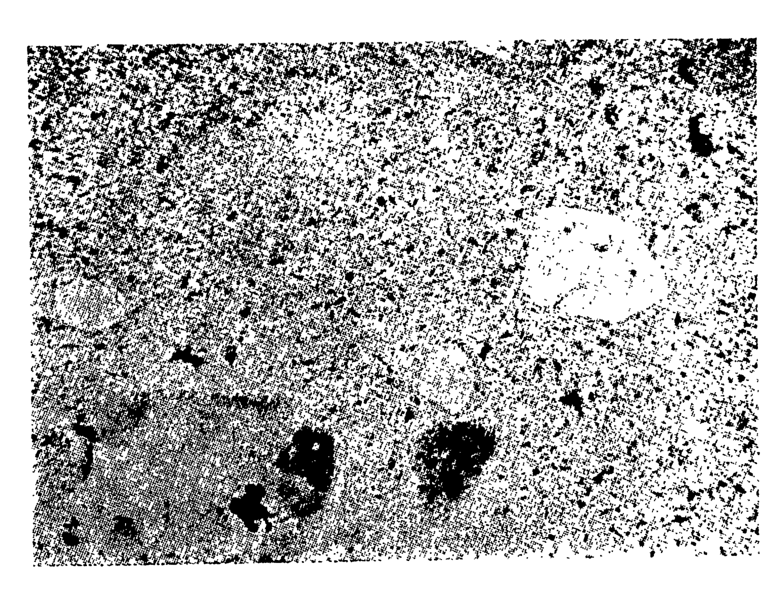
Фиг. 1. Андезито-базальт. Центр. Кавказ.



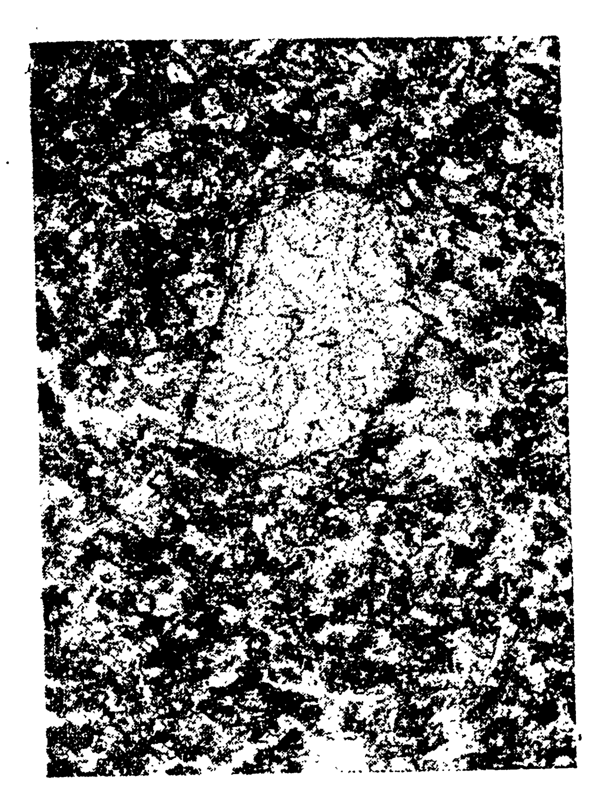
Фиг. 2. Андезито-дацит. Центральный Кавказ.



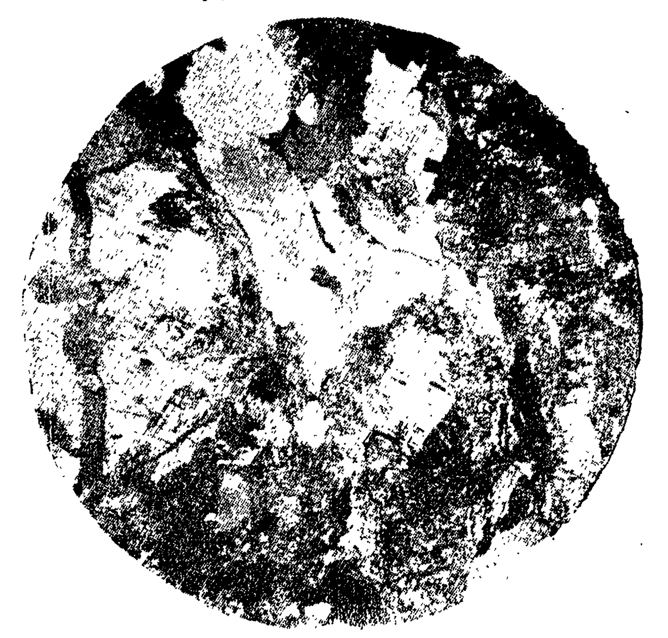
Фиг. 1. Кварцевый порфир. Клесово. Украина.



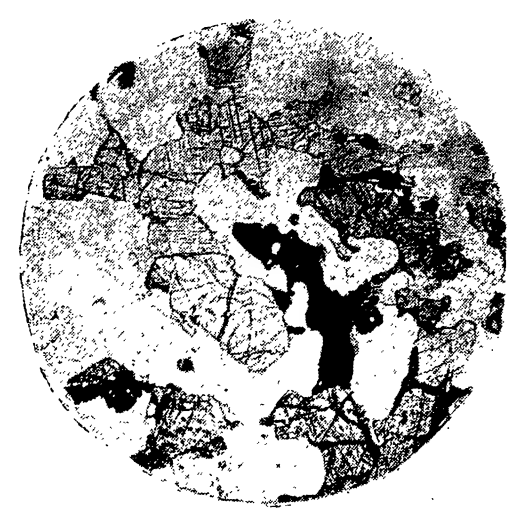
Фиг. 2 Микрогранит. Клесово. Украина.



Фиг. 1. Порфирит. Чмель. Волынь. Украина.



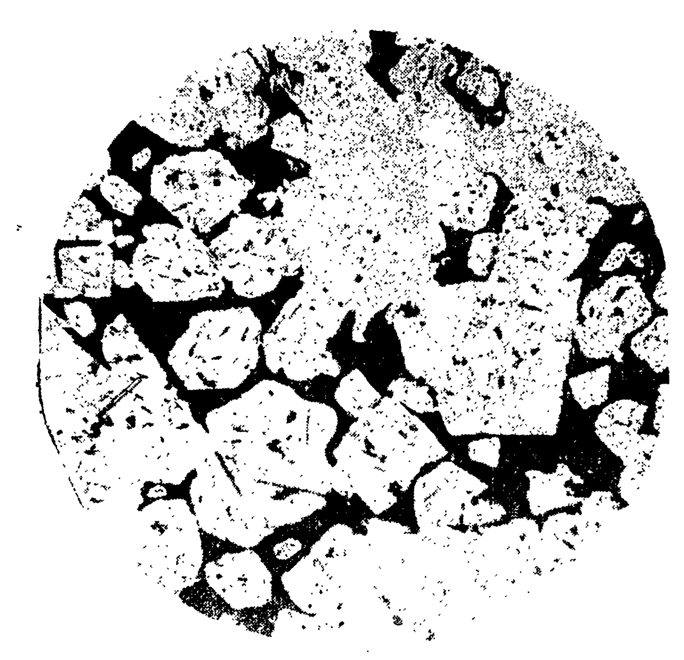
Фиг. 2. Биотитовый гранит.



Фиг. 1. Авгитовый гранит. Украина.



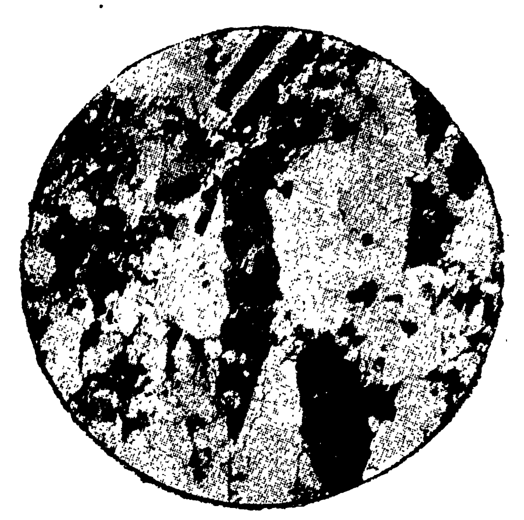
Фиг. 2. Клиногиперстен-кордиеритовый гранит. Подолия.



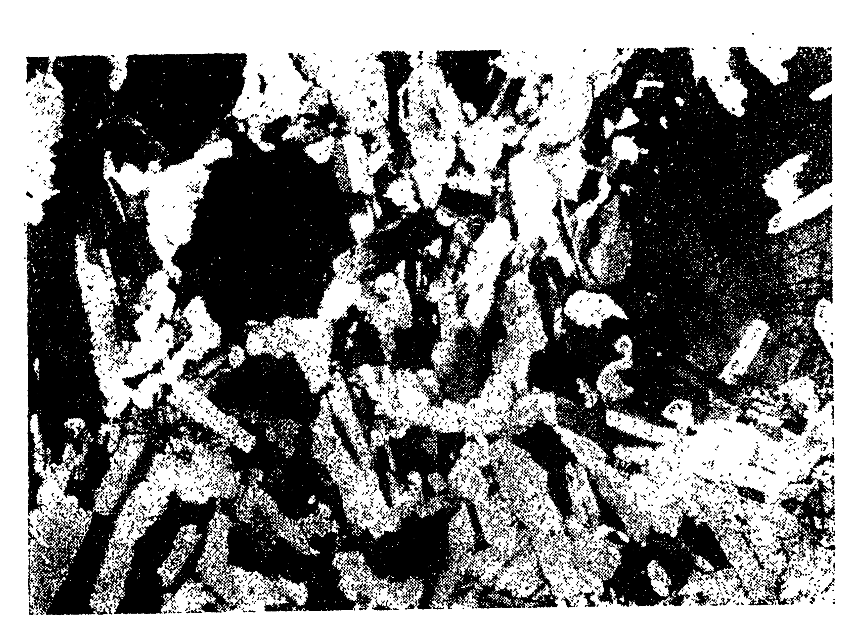
Фиг. 1. Уртит. Идиоморфное зерно нефелина. Луяврурт.



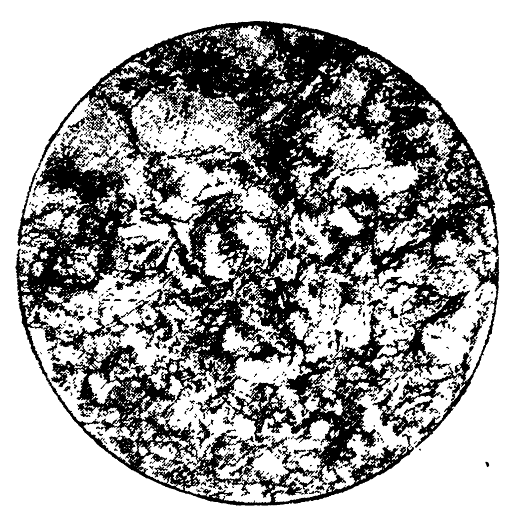
Фиг. 2. Нефелиновый базальт. Вкрапленники зонального пироксена. Хибины.



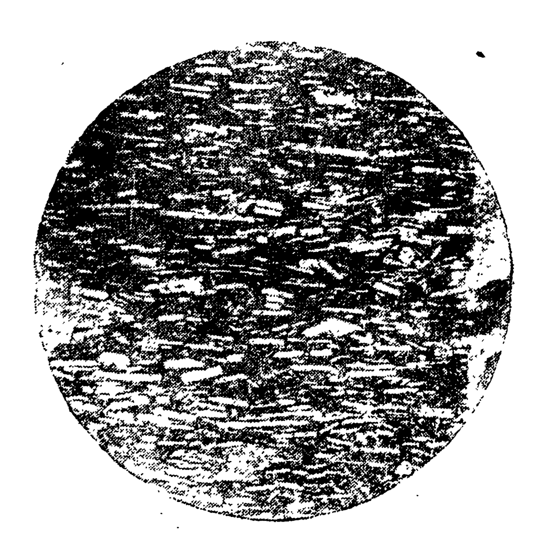
Фиг. 1. Нефелин-сиенитовый гнейс. Португалия.



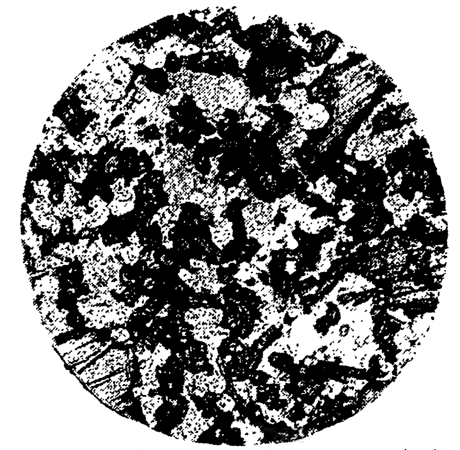
Фиг. 2. Мариуполит. Украина. Кристаллы альбита и нефелина.



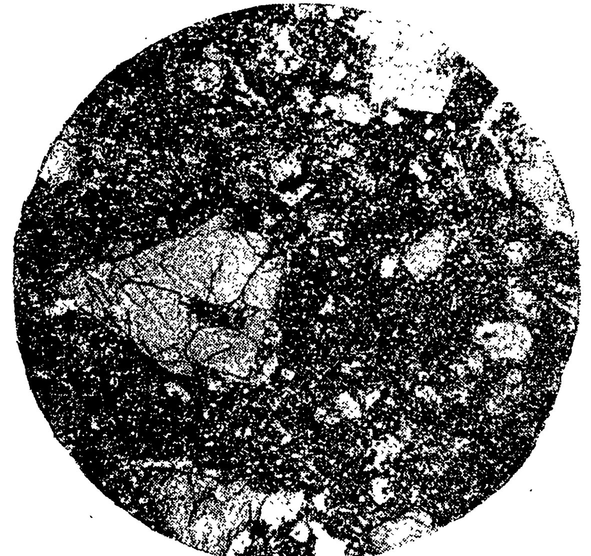
Фиг. 1. Луяврит массивный. Кольский полуостров.



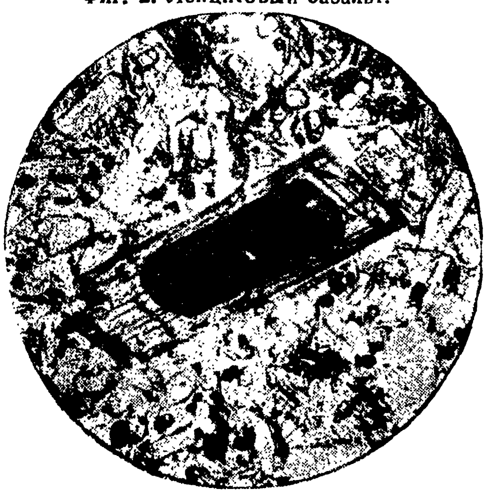
Фиг. 2. Луяврит с трахитоидной структурой. Там же.



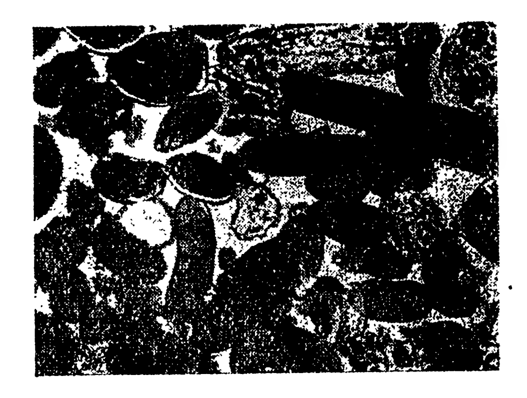
Фиг. 1. Лейцитит. Кристаллы лей-цита и эгирин-авгита.



Фиг. 2. Лейцитовый базальт.



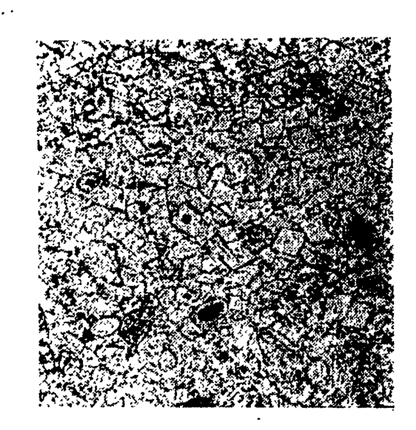
Фиг. 3. Мончикит. Рейн.



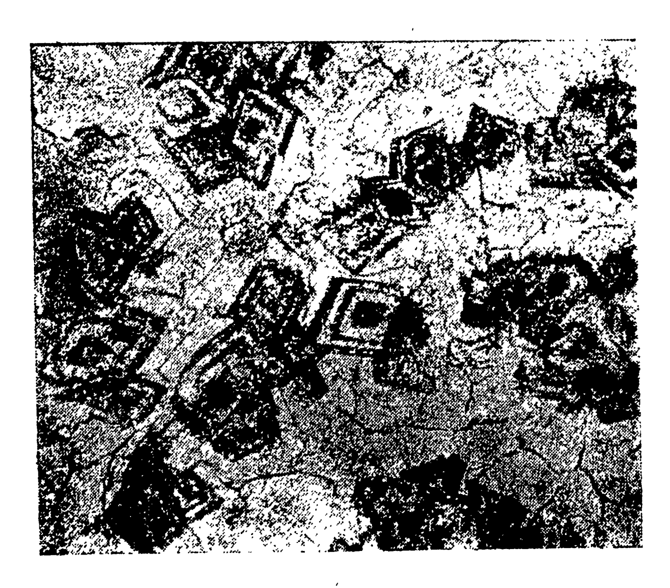
Фиг. 1. Округлые зерна глауконита.



Фиг. 2. Глауконит.



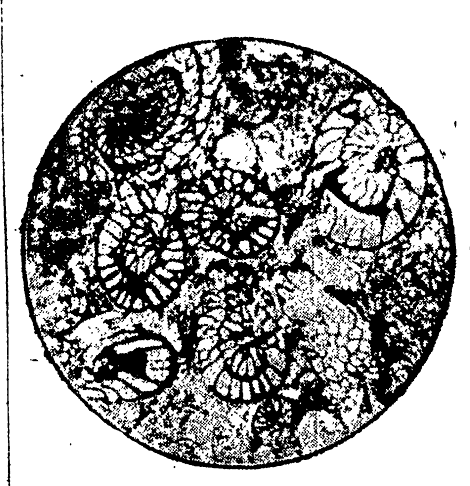
Фиг. 3. Ромбоэдры кальцита в известняке.



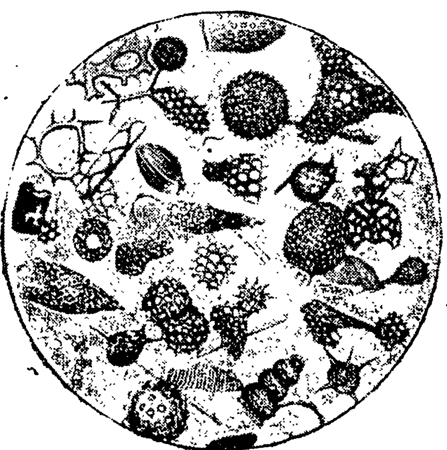
Фиг. 4. Ромбоэдры зонального доломита.



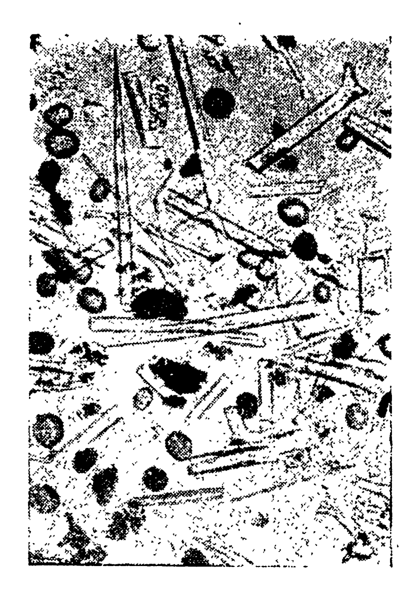
Фиг. 1. Мел с фораминиферами типа текстуляридей.



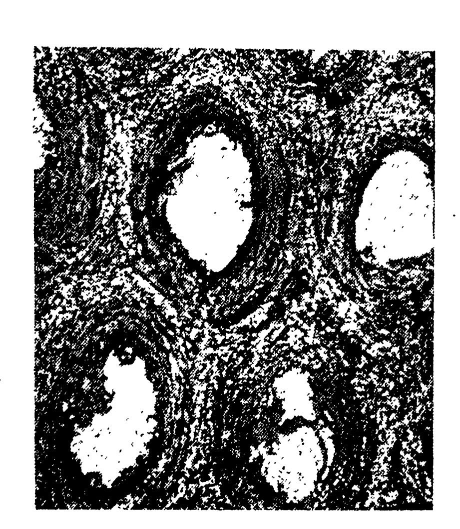
Фиг. 2. Известняк с фораминиферами типа роталидей. Донбасс.



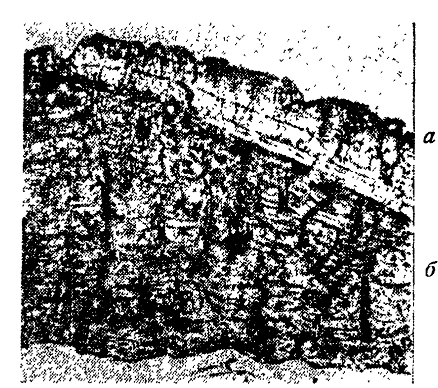
Фиг. 3. Радиолярии.



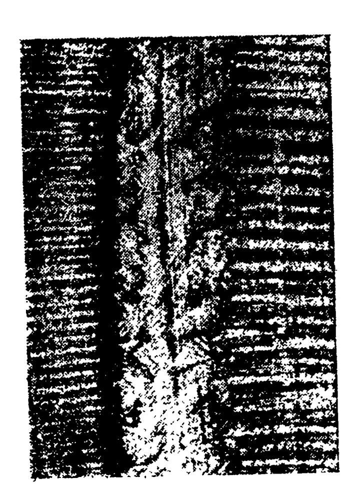
Фиг. 1. Спикули губок.



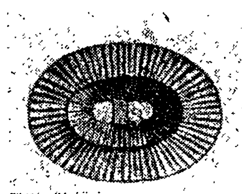
Фиг. 2. Мшанки.

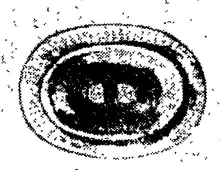


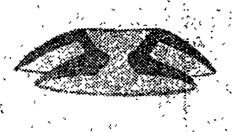
Фиг. 3. Разрез раковины брахиоподы: а) наружный пластинчатый, б) внутренний призматический слой.



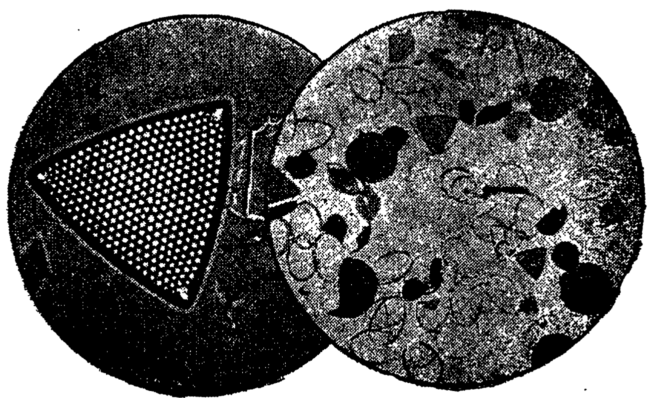
Фиг. 1. Разрез раковины гастропод.



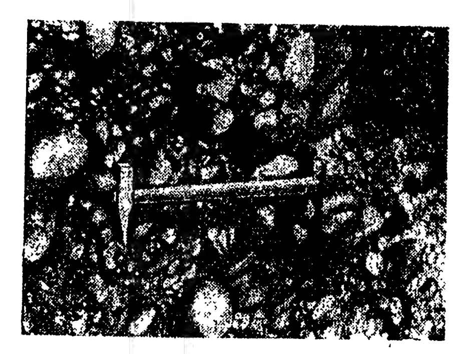




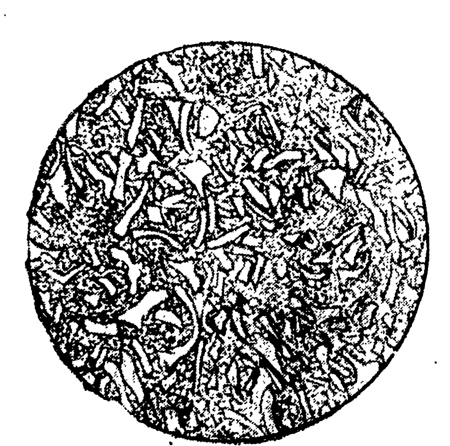
Фиг. 2. Кокколиты.



Фиг. 3. Диатомовые водоросли (ув. 95 слева, 450 справа).



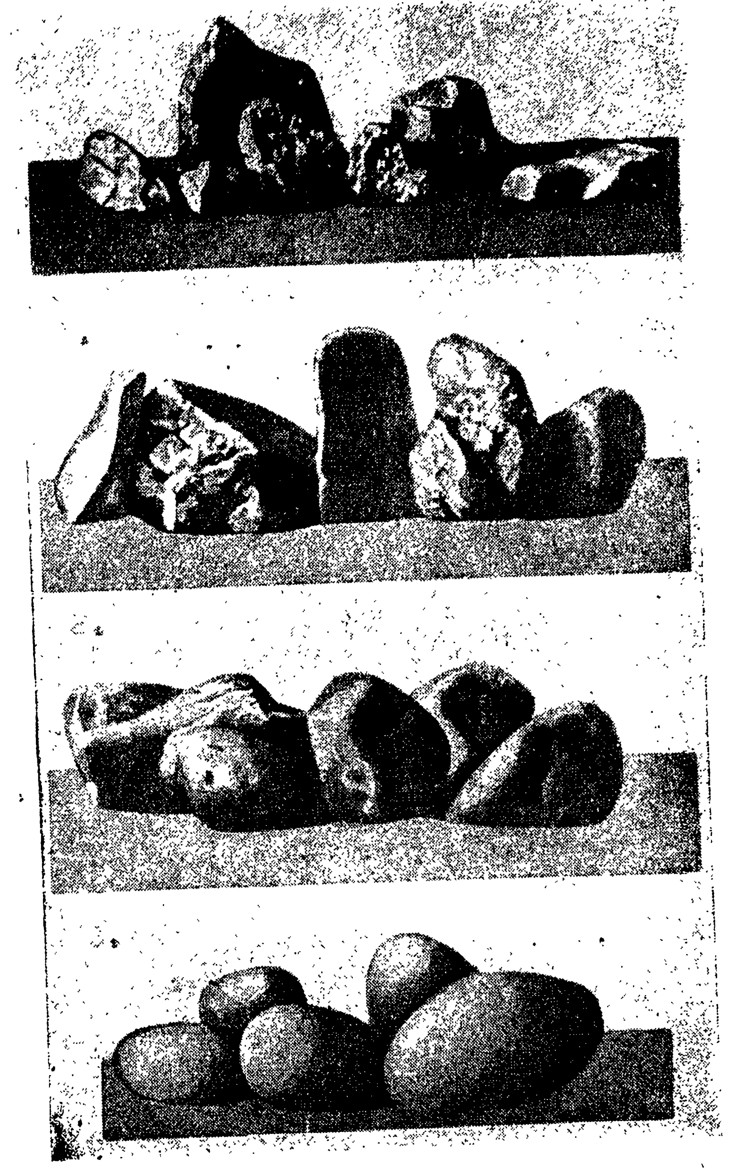
Фиг. 1. Кремневые водоросли.



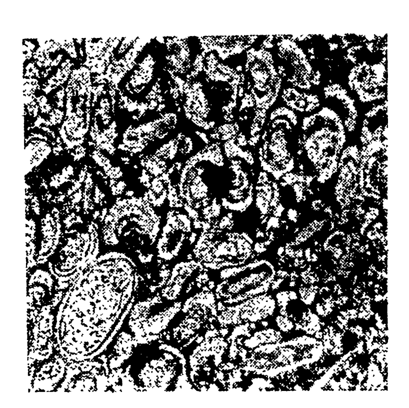
Фиг. 2. Вулканический туф.



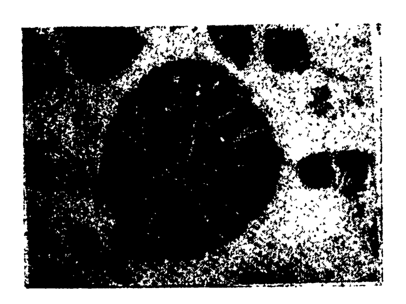
Фиг. 3. Кварцевый песчаник со вторичным кварцем.



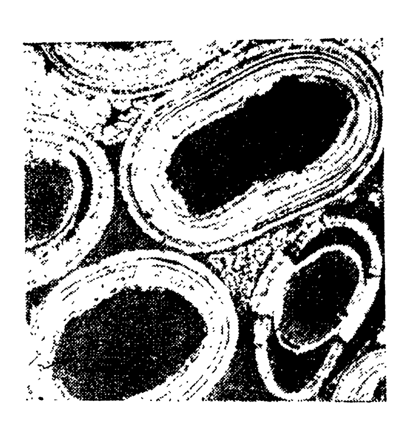
Фиг. 1—4. Различная степень окатанности минеральных обломков: *1* — обломки остроугольные; *2* — обломки плохо окатанные; *3* — обломки среднеокатанные; *4* — обломки хорошо окатанные.



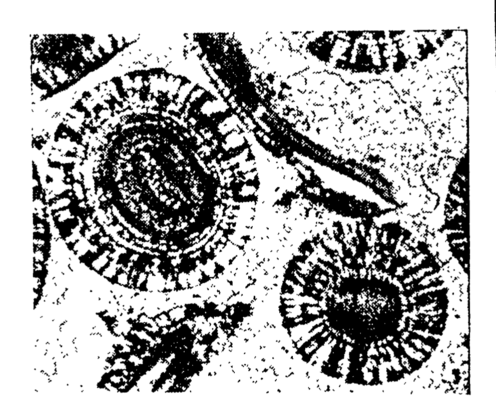
Фиг. 1. Оолитовая структура шамозита.



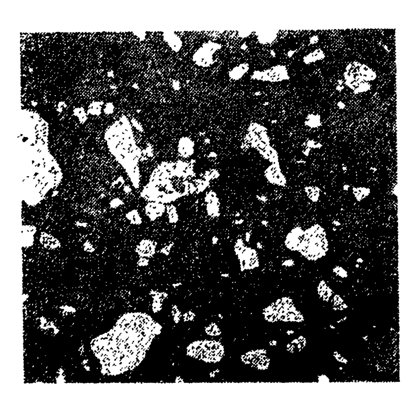
Фиг. 2. Пизолитовый боксит.



Фиг. 3. Известковые оолиты с внутренним ядром.



Фиг. 4. Оолито-сферолитовая структура известняка.



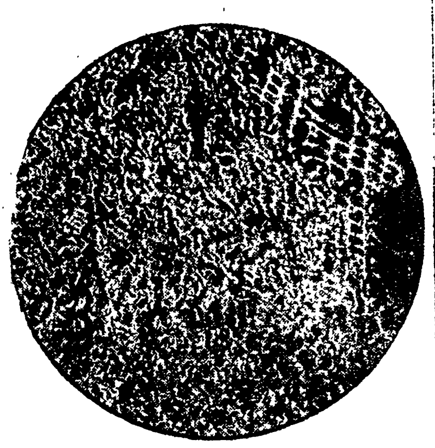
Фиг. 5. Опока под микроскопом (увел. 100).



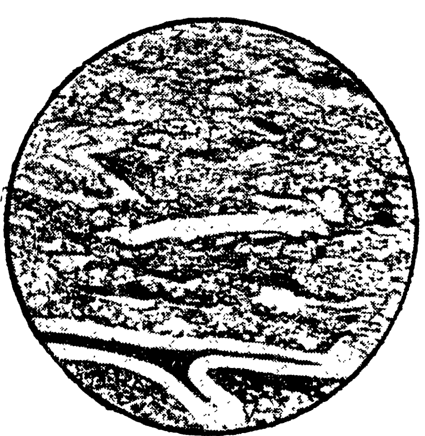
Фиг. 6. Микрофотография кремня с концентрической структурой (увел. 45).



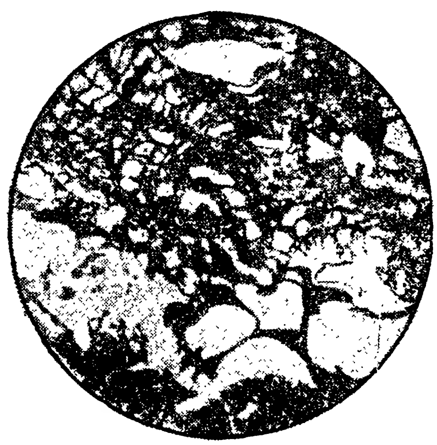
Фиг. 1. Фюзен в проходящем свете. Черновские копи. Забайкалье (увел. 70).



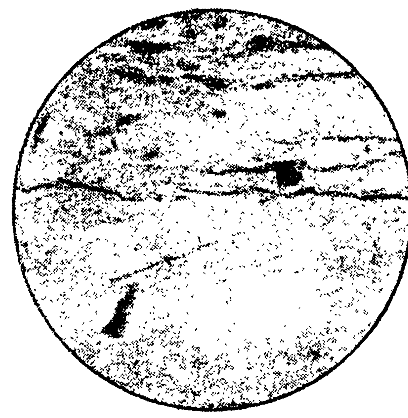
Фиг. 2. Структура фюзена в отраженном свете. Кок-Янсак. Средняя Азия.



Фиг. 3. Микроструктура дюрена в отраженном свете (увел. 80).



Фиг. 4. Смоляные тельца в дюрене. Ткварчельский уголь (увел. 180).



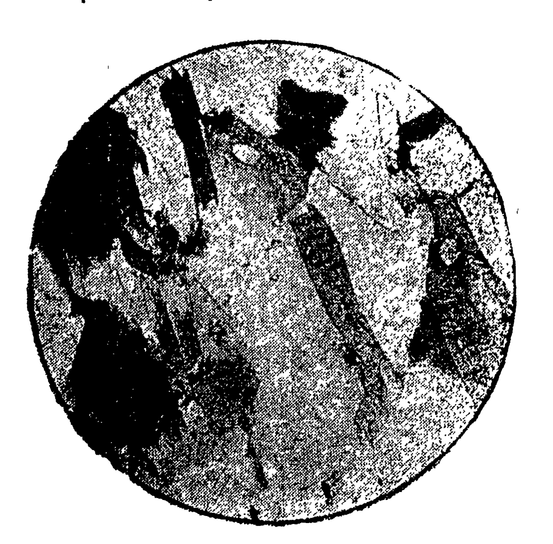
Фиг. 5. Кларен в отраженном свете. Ленинское месторождение (увел. 80).



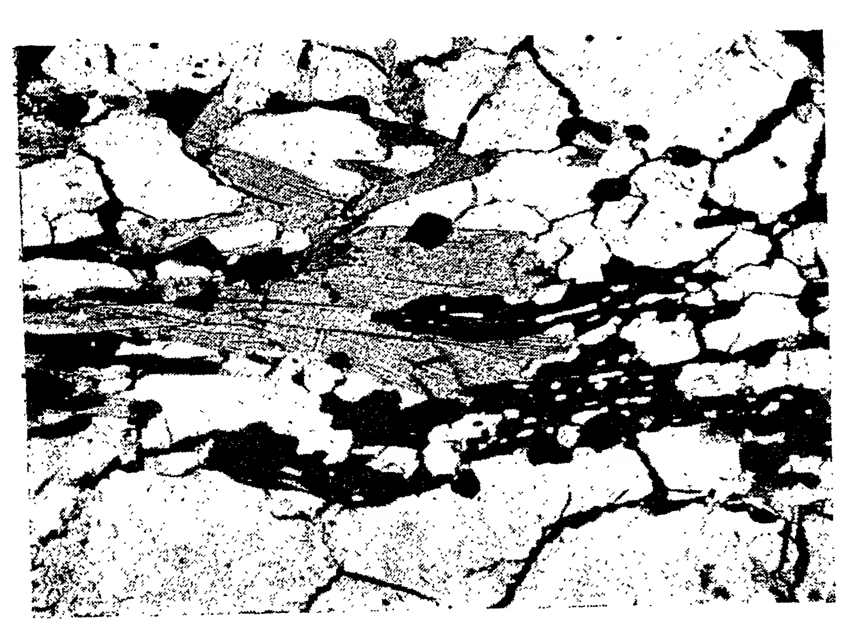
Фиг. 6. Витрен с трещинами сокращения (увел. 20).



Фиг. 1. Гранат-силлиманитовый гнейс. Приазовье. Кристалл силлиманита.



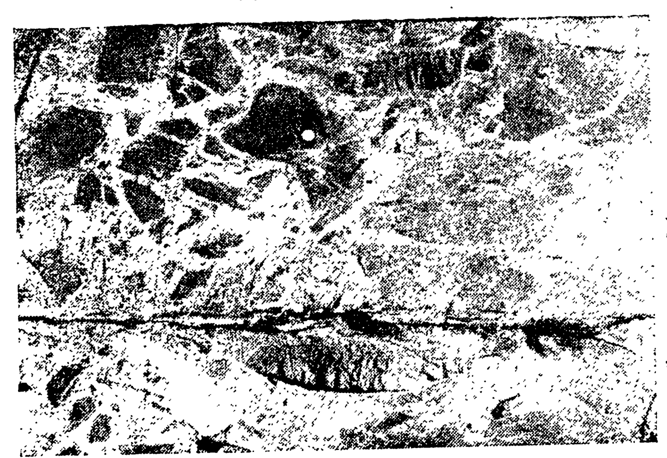
Фиг. 2. Биотитовый гнейс.



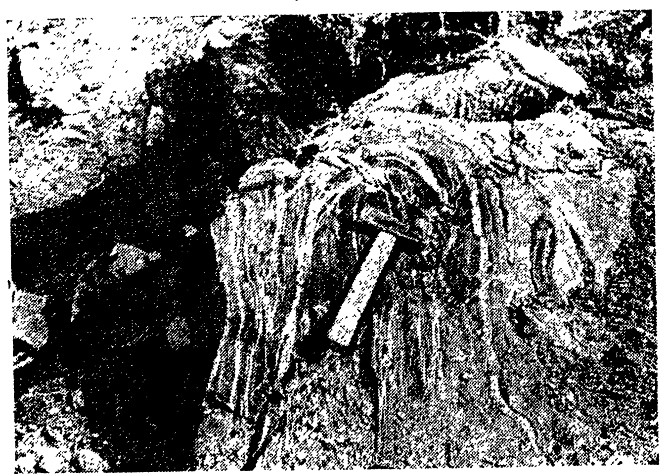
Фиг. 1. Биотит-кордиеритовый гнейс. Кордиерит с плеохроичными оболочками, темнозеленые кристаллы плеонаста. Приазовье.



Фиг. 1. Эруптивная брекчия. Украина.



Фиг. 2. Эруптивная брекчия.



Фиг. 3. Ленточный гнейс, сложенный в складку. Окр. Днепропетровска.

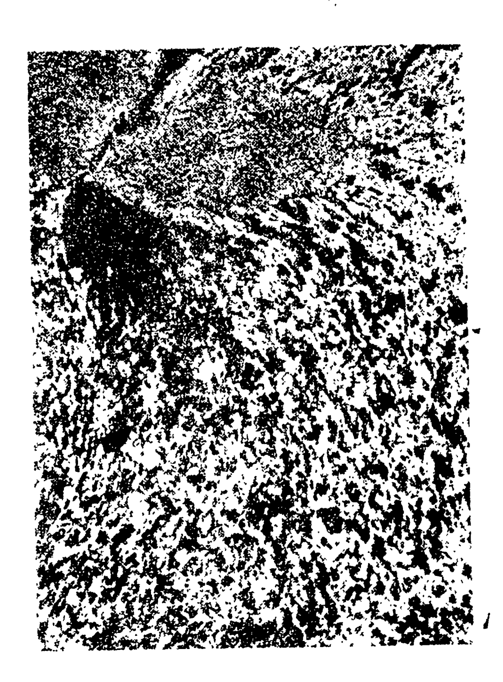


Фиг. 1. Ленточный гнейс, переходящий в небулит (мигматит). Финляндия.



Фиг. 2. Небулит (мигматит) Окр. Гельсинки.

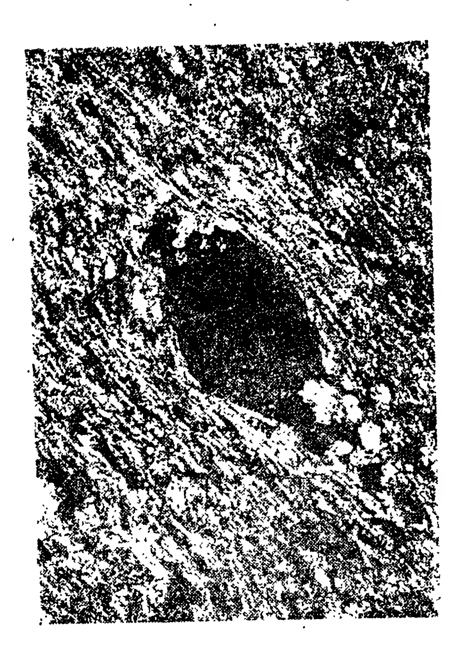
21 Зак. 3892. В. И. Лучицкий.



Фиг. 1. Кордиеритовый роговик с „кометной“ структурой кордиерита. Алтай.



Фиг. 2. Массивный амфиболит (метабазит).



Фиг. 1. Филлит.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение 3

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

1. Оптические методы 7
   - а) Свет обыкновенный и поляризованный 8
   - б) Двойное лучепреломление 8
   - в) Оптические индикатрисы одноосных и двуосных кристаллов 9
   - г) Поляризационный микроскоп 13
2. Исследование минералов и горных пород под микроскопом 18
   - а) Исследование при одном николе 18
   - б) Исследование между двумя николями в параллельном свете 26
   - в) Исследования между двумя николями в сходящемся свете 36
   - г) Порядок изучения минералов 47
   - д) Метод Е. С. Федорова 48
3. Физические методы 53
   - а) Механический анализ 53
   - б) Метод тяжелых жидкостей 54
   - в) Термические методы исследования 55
   - г) Метод электронного микроскопа 56
   - д) Метод рентгенографический 57

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ГЛАВНЕЙШИЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

I. Минералы преимущественно магматических пород 59

1. Минералы мафические (темноцветные) 59
   - а) Группа оливина 59
   - б) Группа пироксенов 61

     Ортопироксены. Энстатит, гиперстен и ферросилит. Клиноэнстатит и клиногиперстен. Пижонит. Диопсид и геденбергит. Авгит. Эгирин (акмит) и эгирин-авгит. Характерные особенности пироксенов . . 62
   - в) Группа амфиболов 71

     Куммингтонит (грюнерит). Тремолит и актинолит. Обыкновенная роговая обманка. Базальтическая роговая обманка. Щелочные амфиболы (арфведсонит, рибекит). Характерные особенности амфиболов . . 72
   - г) Группа слюд 77

     Мусковит. Биотит. Флогопит. Характерные особенности слюд.

Стр.

2. Минералы фельзические (светлоокрашенные) 80
а) Группа полевых шпатов 80
Группа плагиоклазов. Методы определения плагиоклазов. Группа калиевых полевых шпатов. Ортоклаз. Микроклин. Санидин. Анортоклаз.
б) Группа заместителей полевых шпатов 90
Нефелин. Канкринит. Содалит. Лейцит.
в) Группа кремнезема 91
β-кварц. α-кварц. Халцедон. Опал. Кристобалит.
3. Второстепенные минералы преимущественно магматических пород . . . 94
Циркон. Титанит (сфен). Касситерит. Турмалин. Рутил. Анатаз. Апатит. Магнетит. Ильменит (титанистый железняк). Хромит. Пирит. Цеолиты.

II. Минералы преимущественно осадочных пород 98
а) Группа каолинита 99
б) Группа карбонатов 102
в) Группа сульфатов 102
г) Диаспор 104
Бемит.
д) Гетит 105
Лепидокрокит. Глауконит.

III. Минералы преимущественно метаморфических пород 105
а) Группа глиноземистых силикатов 106
Андалузит. Силлиманит. Кианит (дистен). Топаз. Ставролит. Кордиерит.
б) Группа граната 107
в) Скаполит 109
г) Корунд 110
д) Шпинель 110
е) Периклаз 111
ж) Группа эпидота 111
Эпидот. Клиноцоизит. Цоизит. Пьемонтит. Ортит (алланит).
з) Группа хлорита 111
и) Тальк 113
к) Серпентин 114
л) Графит 114
114

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ
ОПИСАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

I. Магматические породы 115
1. Химический состав магматических пород 116
2. Минералогический состав магматических пород 121
3. Условия залегания магматических пород 123
4. Отдельность магматических пород 127
5. Структуры и текстуры магматических пород 129
Вторичные структуры.
6. Классификация магматических пород 135

II. Описание магматических пород 136
1. Группа перидотитов, пироксенитов и пикритов (ультраосновные породы, ультрабазиты) 140
2. Группа габбро, диабаза и базальта (базиты) 140
а) Глубинные породы 144
б) Излившиеся породы 144
148

Стр.

3. Группа диорита и андезита 152
а) Глубинные породы 152
б) Излившиеся породы 154

4. Группа гранита и липарита (риолита) 156
а) Глубинные породы 157
б) Излившиеся породы 162

5. Группа сиенита и трахита 164
а) Глубинные породы 164
б) Излившиеся породы 167

6. Группа нефелиновых сиенитов и фонолитов 168
а) Глубинные породы 168
б) Излившиеся породы 172

7. Группа эссекситов, тералитов и шонкинитов и их излившихся аналогов (щелочные габброиды) 173
а) Глубинные породы 173
б) Излившиеся породы 174

8. Группа ийолитов и миссуритов 174
а) Глубинные породы 175
б) Излившиеся породы 175

9. Группа ультраосновных щелочных пород (без полевых шпатов и их заместителей) 176

10. Жильные породы 176

11. Несиликатные магмы 177
а) Апатитолиты 177
б) Карбонатиты 178

III. Магматические породы и полезные ископаемые 178

IV. Физико-химические особенности магм 182
1. Кристаллизация двухкомпонентных систем 182
2. Трехкомпонентные (тройные) системы 185
3. Передвижение магм в земной коре 188
4. Соотношения различных типов магм 190

V. Петрографические провинции 192
1. Общие замечания о петрографических провинциях 192
2. Типичные петрографические провинции СССР 195

VI. Генезис магматических пород 197

VII. Осадочные породы 204

1. Генезис осадочных пород и их классификация 205

2. Минералогический состав осадочных пород 207
а) Наиболее распространенные минералы 207
б) Минералы корреляционного значения 209
в) Минералы, имеющие по преимуществу практическое значение . . 210
г) Породообразующие организмы 211
д) Остатки животных организмов 212
е) Растительные остатки 215

3. Структура и текстура осадочных пород 216
а) Структуры механических осадочных пород 216
б) Структуры химических осадков 217
в) Структура органогенных осадков 218

Стр.

VIII. **Описание осадочных пород** 223
А. Механические осадки (кластические или обломочные) . . 223
1. Псефиты (грубообломочные породы) 224
2. Псаммиты (среднеобломочные породы — пески и песчаники) . . . 225
3. Алевриты и алевролиты 227
4. Пелиты (глины и аргиллиты) 229
Б. Продукты химической диференциации — химические осадки анорганогенного и органогенного происхождения . . . 233
1. Аллиты (латериты и бокситы) 233
2. Ферролиты (железнорудные осадочные породы) 235
3. Силиколиты (кремнистые породы) 237
4. Карбонатолиты (карбонатные осадочные породы) 239
5. Сульфатолиты и галогениты 243
6. Каустобиолиты 245

IX. **Метаморфические породы** 246
1. Минералы метаморфических пород 246
2. Структуры и текстуры метаморфических пород 247
3. Причины образования метаморфических пород 249
Глубинные зоны 252
4. Типы метаморфизма 255
Классификация метаморфических горных пород 265

X. **Описание метаморфических пород** 269
1. Щелочно-полевошпатовые гнейсы (катаортоклазовые и серицит-альбитовые гнейсы) 269
2. Глинозем-силикатные гнейсы 271
3. Плагиоклазовые гнейсы 273
4. Амфиболиты и эклогиты 274
5. Магнезиально-силикатные сланцы 275
6. Жадеитовые и хлор-меланитовые породы 277
7. Кварцитовые породы 277
8. Известково-силикатные породы 277
9. Мраморы 278
10. Магнетитовые породы 278
11. Глиноземистые (наждачные) породы 279
12. Практическое значение метаморфических пород 280

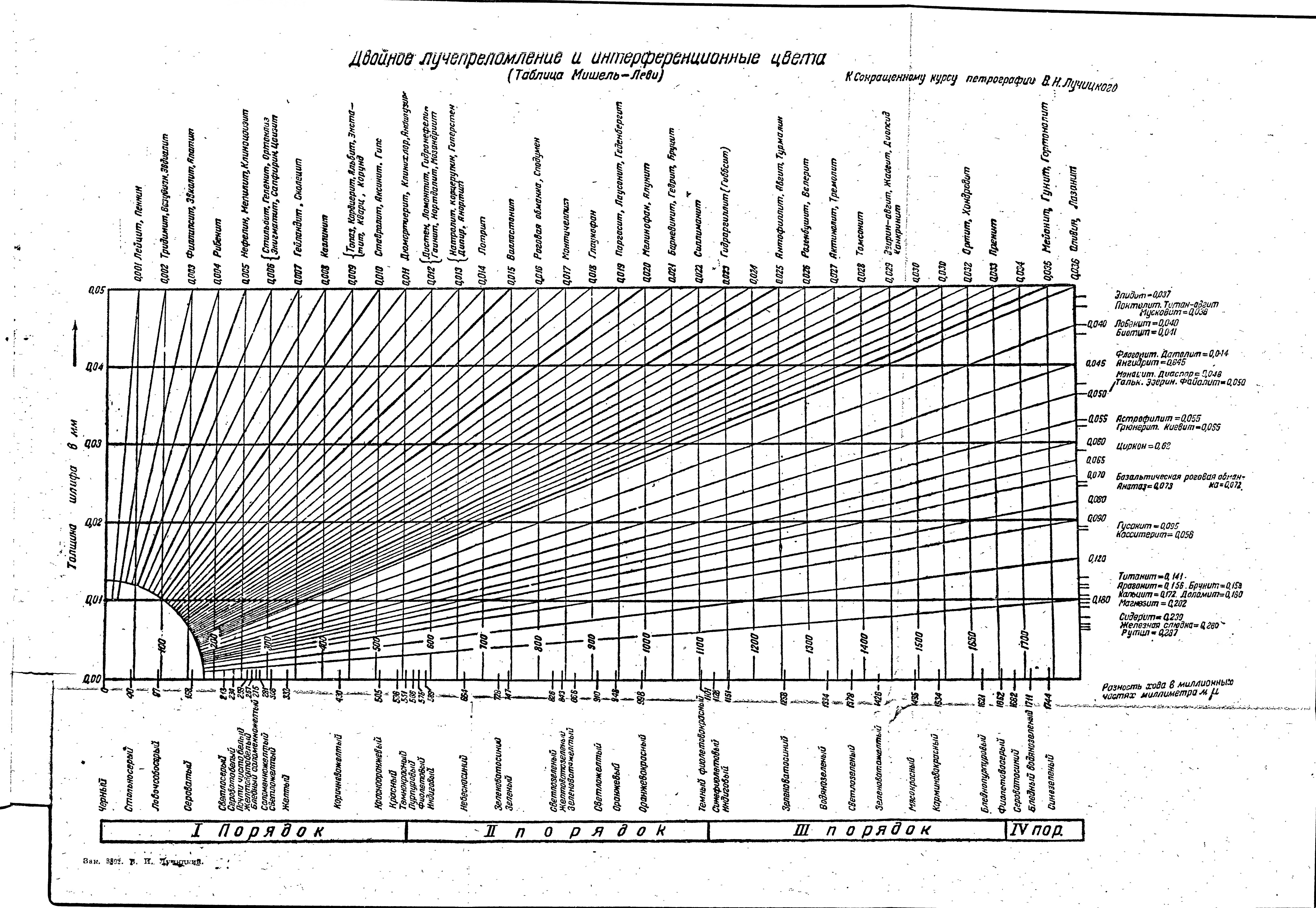
Приложения:

1. Таблицы микрофотографий и фотографий
2. Таблицы Мишель-Леви

Замеченные опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть	По вине
9	2 снизу	последнему	последней	авт.
27	20 сверху	$(2n-1)$	$(2n+1)$	авт.
35	12 сверху	в „гипсовой“	и „гипсовой“	корр.
36	Рис. 32	—	повернуть на 180°	тип.
56	Рис. 57	975°	927°	авт.
59	Таблица 4, графа 4, строка 4	$(OH)_2Mg_2O_7(Si_4O_{11})_2$	$(OH)_2Mg_7(Si_4O_{11})_2$	авт.
62	8 снизу	$c=N_p$	$c=N_g$	авт.
65	2 снизу	1,717	1,714	авт.
67	5 снизу	38—55°	44—55°	авт.
68	Рис. 67*b*	101	$\bar{1}01$	авт.
69	6 сверху	$c:N_g=2°$	$c:N_p=2°$	авт.
73	14 снизу	$(OH,I)_2$	$(OH,F)_2$	тип.
78	Рис. 77*b*	100	001	авт.
78	Рис. 77*b*	*b*	*a*	авт.
80	8 снизу	(тектоалюмосиликаты)	опустить	авт.
90	1 снизу	(1010)	$(10\bar{1}0)$	тип.
92	4 сверху	ее же	кремнезема	авт.
96	3 сверху	N_p	N_g	авт.
107	Рис. 98	—	повернуть на 180°	тип.

МО 10051 19/I-48 г.



Зак. 3802. В. Н. Лучицкий.